



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Dirección General de Estudios de Posgrado

Facultad de Ciencias Físicas

Unidad de Posgrado

**Simulación del transporte y dispersión de partículas
PM10 producidas por quema de biomasa sobre los
Andes Centrales de Perú con ayuda del modelo
químico – meteorológico WRF-Chem**

TESIS

Para optar el Grado Académico de Magíster en Física con
mención en Geofísica

AUTOR

Héctor NAVARRO BARBOZA

ASESOR

Dr. Aldo MOYA ÁLVAREZ

Lima, Perú

2019



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Navarro, H. (2019). *Simulación del transporte y dispersión de partículas PM10 producidas por quema de biomasa sobre los Andes Centrales de Perú con ayuda del modelo químico-meteorológico WRF-Chem*. [Tesis de maestría, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Unidad de Posgrado]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Vicedecanato de Investigación y Posgrado

UNIDAD DE POSGRADO

"Año de la lucha contra la Corrupción y la Impunidad"

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE MAGÍSTER EN FÍSICA CON MENCIÓN EN GEOFÍSICA

A los veintiocho días del mes de marzo de 2019, siendo las seis de la tarde, se reunió el Jurado Examinador, en el auditorio 304 de la Unidad de Posgrado de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, presidido por el señor Mg. Octavio Fashé Raymundo como presidente, y con la asistencia de los siguientes miembros del Jurado Examinador:

Mg. Octavio Fashé Raymundo	(Presidente)
Dra. Yamina Silva Vidal de Millones	(Miembro integrante)
Dr. Rene Estevan Arredondo	(Miembro integrante)
Dr. Warren Reátegui Romero	(Miembro integrante)
Dr. Aldo Moya Álvarez	(Asesor)

Para la sustentación oral y pública del trabajo de Tesis para optar el Grado Académico de Magíster en Física con mención en Geofísica, del Bachiller **Hector Navarro Barboza** con matrícula N° 16137017.

Después de darse lectura al expediente de Grado en el que consta haberse cumplido con todas las disposiciones reglamentarias, los señores Miembros del Jurado Examinador, atendieron a la exposición de la Tesis titulada:

"Simulación del transporte y dispersión de partículas PM10 producidas por quema de biomasa sobre los Andes Centrales de Perú con ayuda del modelo químico-meteorológico WRF-Chem"

Y formuladas las preguntas, éstas fueron absueltas por el graduando.

Acto seguido, en privado, el Jurado Examinador procedió a la calificación. El Presidente determinó el promedio de la calificación, obteniendo como resultado de:

Muy Bueno. (18) Dieciocho

A continuación el Presidente del Jurado Examinador recomienda que la Facultad de Ciencias Físicas proponga que se le otorgue el Grado Académico de Magíster en Física con mención en Geofísica al bachiller **Hector Navarro Barboza**.

Siendo las *19:25 hrs*, se levantó la sesión; recibiendo el graduando las felicitaciones de los señores Miembros del Jurado Examinador y público asistente.

Los Miembros del Jurado Examinador suscriben el Acta de sustentación de tesis en Lima, a los veintiocho días del mes de marzo de 2019.



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Vicedecanato de Investigación y Posgrado

UNIDAD DE POSGRADO

"Año de la lucha contra la Corrupción y la Impunidad"

Lima, 28 de marzo de 2019

... Acta de sustentación de Tesis del Bach. Hector Navarro Barboza....

Mg. Octavio Fashe Raymundo
Presidente

Dra. Yamina Silva Vidal de Millones
Miembro integrante

Dr. René Estevan Arredondo
Miembro integrante

Dr. Warren Reátegui Romero Miembro
integrante

Dr. Aldo Moya Álvarez
Asesor

Mis Asesores

- Dr. Aldo S. Moya Álvarez
- Dra. Ana E. Luna Adán

Resumen

Esta investigación se realizó con el fin de evaluar la influencia de los aerosoles producidos por la quema de biomasa en los Andes centrales Peruanos durante el periodo de julio a octubre del año 2017, se usó el modelo regional de predicción del tiempo atmosférico Weather Research and Forecasting with Chemical (WRF-Chem) versión 3.7 instalado en el clúster HPC-LINUX-CLUSTER que pertenece al Instituto Geofísico del Perú. Se usó un dominio de 18 km de resolución espacial horizontal y 32 niveles verticales, con datos meteorológicos de frontera que corresponden al NCEP-FNL y que ingresaron al modelo cada 6 horas. Se usaron además, esquemas de parametrización física tanto para la radiación de onda corta como para la de onda larga (RRTMG). El resto de las parametrizaciones empleadas fueron, Monin-Obukhov para la capa superficial, ACM2 para la capa límite planetaria, Grell-Freitas para los cúmulos y Lin para la microfísica; en tanto que para la parte química se usó el esquema de parametrización RADM2 para la fase gaseosa, MADE-SORGAM para los aerosoles y Fast-J para el proceso de fotólisis. Se usaron datos de campo de espesor óptico de aerosoles (EOA) que fueron tomados con el fotómetro solar que pertenece a la red de monitoreo de la NASA del proyecto AERONET. Finalmente, los principales resultados muestran un incremento en las concentraciones de PM_{10} en correspondencia con el incremento del número de focos de incendios y el EOA en el periodo de estudio, de julio a agosto de 2017. En tanto se obtuvo una leve disminución de los niveles de dicho contaminante para el mes de octubre del mismo año. También se ha observado que las condiciones meteorológicas desfavorecen la ocurrencia de incendios en la región del río Mantaro durante todo el periodo; mientras que el incremento de la precipitación hacia el mes de octubre contribuye a la reducción de las concentraciones de aerosoles.

Palabras clave: *Aerosoles, PM_{10} , EOA, Fotómetro solar CIMEL, Pronóstico.*

Abstract

The current research was carried out in order to evaluate the influence of the aerosols produced by the burning of biomass in the Peruvian central Andes during the period from July to October of 2017, for this purpose the weather regional prediction model Weather Research and Forecasting with Chemical (WRF-Chem) version 3.7 was used. It is installed in the HPC-LINUX-CLUSTER cluster that belongs to the Geophysical Institute of Peru. A domain of 18 km of horizontal spatial resolution and 32 vertical levels was used, with border meteorological data corresponding to the NCEP-FNL and which entered the model every 6 hours. Physical parameterization schemes were also used for both short-wave and long-wave radiation (RRTMG). The rest of the parameterizations used were, Monin-Obukhov for the surface layer, ACM2 for the planetary boundary layer, Grell-Freitas for the clusters and Lin for the microphysics; while for the chemical part, the parameterization scheme RADM2 was used for the gas phase, MADE-SORGAM for aerosols and Fast-J for the photolysis process.

We used observed data of the aerosol optical thickness (AOD) which have been taken from the solar photometer that belongs to the NASA monitoring network of the AERONET project.

Finally, the main results show an increase in the concentrations of PM_{10} in correspondence with the increase in the number of fires and the AOD in the study period, from July to August of 2017. As long as it was obtained a slight decrease in the levels of that pollutant for October of the same year. It has also been observed that weather conditions disfavour the occurrence of fires in the Mantaro River region during the entire period; while the increase in precipitation towards October contributes to the reduction of aerosol concentrations.

Key words: *WRF-Chem, PM_{10} , AOD, CIMEL, Forecast.*

Dedicatoria

Deseo dedicar este trabajo de tesis a mis padres que siempre me están brindando su apoyo, mi señora madre Juana Barboza y mi señor padre Héctor Navarro. También quiero extender esta dedicatoria a mi hijo Liam y a mi esposa Yeny, así como a mi hermana María y desde luego a toda mi familia, que siempre buscan brindarme lo mejor.

Agradecimientos

En primer lugar deseo expresar mi agradecimiento a mi asesor de tesis y amigo el Dr. Aldo Moya por su apoyo incondicional en la realización de éste trabajo, también deseo agradecer y expresar mi afecto más sincero a la Dra. Ana Luna que siempre me ha guiado hacia mi mejora personal y profesional; al profesor Octavio Fashé por brindarme su confianza y respaldo.

Deseo agradecer a la Dra. Yamina Silva por permitirme desarrollar la presente investigación en cooperación con el Instituto Geofísico del Perú y a su equipo de trabajo que se involucró en el desarrollo de la presente tesis.

Asimismo quiero expresar mi agradecimiento a la Universidad del Pacífico y al departamento de Ingeniería porque ha formado parte de mi camino profesional.

A todos, muchas gracias.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Visión general	1
1.2. Área de estudio	4
1.3. Desequilibrio medioambiental	5
1.3.1. Incendios forestales	6
1.4. Objetivos	7
2. Marco teórico	8
2.1. Circulación global	8
2.1.1. Escalas atmosféricas	11
2.2. Capa límite planetaria	12
2.2.1. Radiación en la atmósfera	14
2.2.2. Flujo radiativo	15
2.3. Ecuaciones gobernantes	16
2.3.1. Teorema de transporte de Reynolds	17
2.4. Ecuaciones completas de Navier-Stokes	17
2.4.1. Ecuación de conservación de la masa	18
2.4.2. Ecuación de conservación del momento	19
2.4.3. Ecuación de conservación de la energía	20
2.4.4. Ecuación de movimiento	22

2.4.5. Ecuación para el agua	23
2.5. Modelos numéricos	23
2.5.1. Como funciona un Modelo	25
2.5.2. Tipos de modelos	26
2.5.3. Parametrizaciones	28
2.6. Modelo numérico WRF-Chem	28
2.6.1. Física del modelo	29
2.6.2. Coordenadas verticales	30
2.6.3. Ecuaciones de Flujo integradas en el WRF-Chem	32
2.6.4. Solución numérica de las ecuaciones del WRF-Chem	33
2.7. Aerosoles	35
2.7.1. Tipos de aerosoles	35
2.7.2. Distribución de aerosoles	36
2.7.3. Interacción de aerosoles	36
2.8. Espesor óptico de aerosoles	37
3. Materiales y métodos	38
3.1. Datos	38
3.1.1. Datos de Reanálisis	39
3.2. Ejecución del modelo	39
3.3. Configuración para el preprocesamiento	41
3.4. Configuración para el procesamiento	43
3.5. Datos de EOA	44
3.5.1. Observatorio IGP-Huancayo	45
4. Resultados	48
4.1. Meteorología	48
4.1.1. Resultados WRF-Chem para la meteorología	53

4.2. Focos de fuego sobre la zona de estudio	54
4.2.1. Dispersión de PM_{10}	56
4.3. Patrones de circulación y precipitaciones	64
4.3.1. Viento promedio mensual	64
4.3.2. Movimientos verticales	65
4.3.3. Acumulado mensual de precipitaciones	67
5. Conclusiones	69
6. Agradecimientos especiales	71
Bibliografía	72

Índice de figuras

1.1. Se muestra la región de estudio, la cual comprende el territorio peruano y países adyacentes. El polígono de color rojo representa la cuenca del río Mantaro y el punto azul representa la ubicación del observatorio de Huancayo donde se encuentra el fotómetro solar que pertenece al IGP.	5
2.1. En la figura se muestra en color amarillo la radiación solar y en color rojo la radiación terrestre. De la radiación solar incidente, aproximadamente el 49 % es absorbida por la superficie, y se devuelve a la atmósfera en forma de calor sensible, calor latente y de radiación térmica infrarroja. Fuente: Castells (2012)	10
2.2. La principales circulaciones y vientos predominantes en el mundo. Fuente: The comet program, 2016.	11
2.3. Fenómenos atmosféricos con diferente clasificación de escala.	12
2.4. Estructura vertical de la CLP. Fuente: The comet program, 2016.	13
2.5. La figura muestra la coordenadas verticales η que adopta el modelo WRF-Chem. Fuente: imagen tomada de (http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3_bw.pdf)	31
2.6. Se muestra la grilla Arakawa tipo C que usa el modelo. Fuente: tomado de Wang et al. (2012).	34
3.1. Se muestra el esquema de ejecución del modelo WRF-Chem, con todos los ejecutables usados para obtener los resultados de la presente investigación.	40

3.2. El polígono delimitado por el color rojo muestra la zona que comprende la cuenca del mantaro, los colores en la barra indican las variaciones de las altitudes.	42
3.3. Fotómetro solar CIMEL CE-318 T.	46
4.1. Promedio de temperatura para el periodo de julio a octubre de 2017 con datos de reanálisis de la NOAA.	50
4.2. Promedio de humedad relativa para el periodo de julio a octubre de 2017, cuyos valores fueron obtenidos de los datos de reanálisis de la NOAA.	51
4.3. Promedio de altura geopotencial a 700 mbar para el periodo de julio a octubre de 2017, sus valores fueron obtenidos de datos de reanálisis de la NOAA. Los números representan los valores de las presiones.	52
4.4. Promedio de altura geopotencial a 200hPa para el periodo de julio a octubre de 2017, sus valores fueron obtenidos de datos de reanálisis de la NOAA. Los números representan los valores de las presiones.	52
4.5. Promedio de velocidad vertical del viento para el periodo de julio a octubre de 2017 cuyos valores fueron obtenidos de datos de reanálisis de la NOAA.	53
4.6. Cantidad de focos observados durante cada uno de los meses correspondientes al periodo y al dominio de estudio.	55
4.7. Curvas normalizadas correspondientes a la concentración del número de focos de incendios registrados por satélite (línea azul) y el espesor óptico de aerosoles EOA (línea roja) detectado por el observatorio de Huancayo.	56
4.8. Dispersión de PM_{10}	57
4.9. Serie temporal del material particulado PM_{10} sobre el observatorio de Huancayo, valores pronosticados por el modelo.	58
4.10. Promedios del material particulado y vientos mensuales para el mes de julio.	59
4.11. Promedios del material particulado y vientos mensuales para el mes de agosto de 2017.	60

4.12. Promedios del material particulado y vientos mensuales para el mes de septiembre de 2017.	61
4.13. Promedios del material particulado y vientos mensuales para octubre. .	62
4.14. Curvas normalizadas que permiten la comparación entre la cantidad de focos observados (línea azul) y el PM_{10} pronosticado por el modelo (línea verdosa) para el periodo en estudio.	63
4.15. Curvas normalizadas que permiten la comparación entre el espesor óptico de aerosoles (línea roja) y la concentración de material particulado (línea verdosa) pronosticado por el modelo durante el periodo de estudio. . . .	64
4.16. Promedios mensuales de la intensidad y dirección del viento.	65
4.17. Promedios mensuales de movimiento vertical del viento pronosticados por el modelo.	67
4.18. Acumulado mensual de precipitaciones para el periodo de estudio. . . .	68

Índice de cuadros

2.1. Comparación entre los modelos hidrostáticos y no hidrostáticos	28
2.2. Ventajas y desventajas de las coordenadas sigma	31
3.1. Características del dominio y condiciones de contorno usado	42
3.2. Parametrizaciones físicas y químicas	43
4.1. Escala de viento de BEAUFORT (1806). Sistema usado para estimar la velocidad del viento del Angel Ramos and Sera (2004)	49
4.2. Valores de variables meteorológicas para el observatorio de Huancayo pro- ducidas por el modelo.	54

Lista de Símbolos y Abreviaciones

Abreviaciones

IGP	Instituto Geofísico del Perú
WRF-Chem	Weather Research and Forecasting and Chemical
EOA	Espesor Óptico de Aerosoles
INGEMMET	Instituto Nacional Geológico Minero y Metalúrgico
CLP	Capa Límite Planetaria
PM_{10}	Material particulado cuyo diámetro aerodinámico es inferior a $10\mu m$

CAPÍTULO 1

Introducción

En este capítulo se describen las principales características de la región en estudio. Además, se presenta una revisión de la literatura correspondiente a las principales investigaciones que tienen relación con la quema de biomasa y el uso del modelo WRF-Chem. Luego, se presentan los objetivos de la presente investigación y finalmente se da una visión crítica de los fenómenos naturales ocurridos en el Perú en los últimos tiempos.

1.1. Visión general

Los modelos numéricos usados para estudiar la calidad del aire son herramientas útiles para entender como se forman y evolucionan los aerosoles en la atmósfera media y baja, principalmente. Los potenciales efectos de los aerosoles se dan sobre los campos de cultivos agrícolas, los ecosistemas naturales, las fuentes de agua de los nevados, la opacidad del cielo y en consecuencia en el forzamiento radiativo de la Tierra [Seinfeld and Pandis \(2012\)](#). Asimismo, el estudio de los aerosoles procedentes de la quema de biomasa es muy importante ya que se estima que alrededor de un 90 % de la misma es producida por el hombre [NASA \(2001\)](#).

En el Perú, la tala y quema de bosque natural contribuye a la pérdida de alrededor de 113 mil hectáreas al año [Global Green Growth Institute et al. \(2015\)](#), donde la principal causa de la pérdida del bosque es la agricultura migratoria y la minería informal, lo primero debido a que la población cultiva y abandona la zona cultivada cuando la fertilidad del suelo se agota y la segunda es debido a la tala indiscriminada de bosques para la búsqueda de minerales como el oro.

Los aerosoles que se encuentran en la atmósfera y que son generados tanto por fuentes naturales como antropogénicas son partículas sólidas o líquidas cuyos radios aerodinámicos varían entre $0,001$ a $100\mu m$, y modifican el balance radiativo de la Tierra de dos modos. La primera de ellas es de forma directa, a través de la interacción entre la radiación solar entrante y la radiación terrestre saliente; la segunda forma se conoce con el nombre de indirecta, y ocurre cuando los aerosoles modifican las propiedades microfísicas de las nubes y los procesos de precipitación.

Durante la quema de biomasa, las emisiones que se generan incluyen múltiples compuestos gaseosos y partículas [Gao et al. \(2003\)](#), que sin duda contribuyen significativamente sobre los balances troposféricos en todas las escalas (local, regional y global). Los aerosoles presentes en la atmósfera, tienen una característica importante, su distribución de tamaño, lo cual permite conocer el número de aerosoles presentes en un cierto intervalo de tamaños y en consecuencia, podemos derivar las propiedades ópticas del aerosol a través de la teoría de la dispersión [Toledano Olmeda et al. \(2005\)](#).

El fenómeno de la dispersión involucra un proceso físico por el cual una partícula durante su trayectoria absorbe energía de la radiación incidente y la vuelve a radiar en todas las direcciones. Es muy importante este concepto debido a que en la presente tesis se estudiará el material particulado PM_{10} .

Las investigaciones en el resto del mundo con respecto al uso del modelo WRF-Chem para estudiar la quema de biomasa son numerosas, sin embargo, son escasas en el Perú. Un estudio realizado por [Bossioli et al. \(2016\)](#) en el Mediterráneo oriental (mar Egeo) analiza la influencia de la quema de biomasa durante el verano del 2011 usando el modelo WRF-Chem, se analizaron las variables químicas (O_3 y $PM_{2,5}$) y meteorológicas (temperatura, viento, etc) para el periodo de agosto-septiembre del 2011, demostrándose que la quema de biomasa incrementa notablemente la concentración de ozono (O_3) y el material particulado ($PM_{2,5}$). En Chile, durante el verano del año 2014, un incendio forestal ocurrió cerca de la ciudad de Santiago, impactando en la concentración de O_3 exacerbando de esta manera, la calidad del aire. En el artículo [Cuchiara et al. \(2017\)](#) muestran los resultados de la simulación de seis días empleando el modelo WRF-Chem y se concluyó que éste realiza razonablemente bien la simulación del transporte de quema de biomasa hacia la ciudad de Santiago de Chile. En China otro importante estudio basado en quema de biomasa y combustible fósil fue conducido por [Ding et al. \(2013\)](#), y el

análisis del estudio evidenció el efecto de cómo la mezcla de contaminantes atmosféricos (aerosoles y otros) cambian el estado del tiempo con una modificación en la temperatura del aire y la cantidad de lluvias; además, otro punto importante de dicho estudio es que la mezcla de las quemas agrícolas y la contaminación por combustible fósil disminuyen la intensidad de la radiación solar en más del 70 %, el calor sensible en más del 85 % y la temperatura en casi $10K$ (grados kelvin). Además de notables cambios en las lluvias durante los ciclos diurno y nocturno.

En otra importante investigación sobre la quema de biomasa, que presentaron los investigadores [Xu et al. \(2018\)](#), estudiaron el efecto de la quema de biomasa sobre el carbón negro en el sur de Asia y la meseta tibetana usando el modelo WRF-Chem. Durante el periodo de invierno encontraron las concentraciones más bajas y en el periodo de primavera las más altas, ubicadas a lo largo de las estribaciones del Himalaya. Finalmente, este estudio sugiere además, que las emisiones producidas por la quema de biomasa tienen efectos importantes en la deposición del carbón negro sobre los glaciares en la meseta tibetana, y las contaminaciones de los glaciares podrían tener un impacto significativo en el derretimiento de la nieve en dicha región, causando problemas ambientales graves, como la contaminación de los recursos hídricos. En el Perú, recientemente se llevó a cabo una investigación por [Álvarez et al. \(2017\)](#) para determinar la presencia de PM_{10} en todo el territorio, y concluyó que hay un incremento de dicho contaminante proveniente de la quema de biomasa tanto en el Perú como de países vecinos, principalmente de Brasil y de Bolivia.

El modelo WRF-Chem es muy usado para estudiar la baja atmósfera a escala local y regional, ya que presenta múltiples parametrizaciones que ayudan a incorporar procesos de pequeña escala y además permite el uso de datos topográficos de alta resolución, en el artículo [Fernandez et al. \(2010\)](#) estudiaron la dispersión de contaminantes en la ciudad de Mendoza (Argentina) empleando el modelo WRF-Chem con datos locales de alta resolución, y los resultados mostraron que es posible describir la variación de concentraciones en altura (siguiendo la evolución de la capa límite planetaria), lo cual permite analizar el transporte de largo alcance de los contaminantes, su interacción y su rol en la formación de nubes.

Por otro lado, el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) [Bogner et al. \(2008\)](#) asocia como principal causa del calentamiento

global a las actividades antropogénicas. Lo antedicho pone en evidencia la importancia de estudio de la dispersión y transporte de partículas en la atmósfera, así como el potencial uso del modelo químico-meteorológico WRF-Chem debido a que es uno de los más usados a nivel mundial con estos fines.

En la presente tesis se propone utilizar el modelo WRF-Chem versión 3.7 con el fin de estudiar el transporte y dispersión de partículas PM_{10} producidas por la quema de biomasa sobre los Andes Centrales del Perú. Para ello, inicialmente se analizarán los patrones de circulación atmosférica sobre Sudamérica mediante el empleo de los datos de reanálisis de escala sinóptica del NCEP-NCAR, los cuales tienen carácter global e incluyen múltiples variables atmosféricas (viento, altura de geopotencial, humedad, temperatura, etc.). Generalmente estos datos son empleados con fines de estudio para la circulación atmosférica en cualquier lugar del planeta [Moya-Álvarez et al. \(2018\)](#).

Luego, se realizará un inventario de los focos de emisión sobre la región de estudio tomado la información del satélite. A continuación, se analizará la distribución espacial y temporal de los mismos y se estudiará su influencia sobre la variación del espesor óptico de aerosoles (EOA) empleando datos del observatorio de Huancayo.

Finalmente, con la ayuda del modelo WRF-Chem se simulará el transporte y dispersión de aerosoles PM_{10} sobre la región durante el periodo de julio-octubre del 2017 y también se estudiará su influencia sobre el EOA.

1.2. Área de estudio

Los Andes Centrales Peruanos están localizados entre las latitudes $8^{\circ}S$ y $17^{\circ}S$ y las longitudes $68^{\circ}W$ y $80^{\circ}W$ (ver figura [1.1](#)), están formados por tres cadenas montañosas, la central que es discontinua, debido a la erosión transversal por los ríos Apurímac y Mantaro donde también se ubica parte de la cuenca del que lleva su nombre; la cadena occidental cuya característica principal es la de ser la más elevada y que sirve como divisoria de aguas entre las vertientes del océano Pacífico y el Amazonas y por último, la cadena oriental que se caracteriza por ser muy baja y discontinua, se extiende por la Selva Alta de los departamentos de Cusco y Junín.

Estas cadenas montañosas son muy importantes, ya que son las que determinan y/o modifican el clima de una región y además constituyen las principales reservas de agua

potable para la población, de este modo también impactan en la agricultura y consecuentemente en la economía.



Figura 1.1: Se muestra la región de estudio, la cual comprende el territorio peruano y países adyacentes. El polígono de color rojo representa la cuenca del río Mantaro y el punto azul representa la ubicación del observatorio de Huancayo donde se encuentra el fotómetro solar que pertenece al IGP.

1.3. Desequilibrio medioambiental

El sistema climático global está gobernado por las leyes de la naturaleza, y constantemente busca adaptarse a las nuevas condiciones generadas por el impacto antropogénico, es por ello que el estudio de las nuevas condiciones ambientales es de gran importancia. En la referencia [Adger et al. \(2005\)](#), sitúan al Perú dentro de los 30 países más vulnerables al cambio climático global. Consecuentemente, en los últimos años los fenómenos meteorológicos que normalmente se producían, se están agudizando, como ejemplo podemos recordar lo que se vivió en el año 2017, cuando las fuertes lluvias (producidas por el fenómeno "El Niño") en el norte, ocasionaron inundaciones a lo largo de la trayectoria de los ríos que llegan a la costa, generando múltiples pérdidas económicas y

humanas. En la actualidad (2018), otras partes del país se están viendo afectadas por eventos extremos, como lo son las heladas y nevadas en las zonas andinas con duración y frecuencia fuera de lo normal [SENAMHI \(2018b\)](#), en la selva también se han registrado eventos anómalos que están ocurriendo con mayor frecuencia, por ejemplo los descensos de temperatura tal como lo informó el SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología) [SENAMHI \(2018a\)](#).

En otras partes del mundo (China, África, la India, Norte América, etc), también están ocurriendo fenómenos anómalos, es decir, en lugares donde nunca ha nevado por ejemplo, ahora hay nieve, o en lugares con alta influencia de precipitación, ahora hay sequías. Básicamente, son evidencias que nuestro sistema está buscando la armonía para las nuevas condiciones.

1.3.1. Incendios forestales

Los incendios forestales, pueden ocurrir por diversos motivos, entre ellos, las dos principales son: la tala y quema de biomasa para usar las áreas en la producción agrícola o realizar extracción de minerales que es producida por el hombre, y la que ocurre naturalmente en consecuencia de las altas temperaturas.

Estos incendios no solo dañan los ecosistemas, sino que contribuyen a extinguir especies vegetales y animales, y además durante el proceso ocurre un alto grado de emisión de aerosoles que pueden modificar las condiciones climáticas. Según [Manta and León \(2004\)](#), en el Perú hay desconocimiento del efecto de las condiciones meteorológicas sobre los incendios forestales, así como de la respuesta de la vegetación al fuego, por parte de la población, además de la falta de tecnología para detectar y combatir situaciones de riesgo frente a un incendio forestal.

Otro efecto importante a causa de la deforestación son los deslizamientos de masa o corrimientos de tierra en Perú (huaycos) en zonas sin vegetación lo que han sido deforestadas. En el informe técnico del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) realizado por [Segundo and sosa Norma \(2016\)](#) concluyen que los deslizamientos en la región de Huancavelica, exactamente en el sector de Vista Alegre en Churcampá, podrían hacer colapsar el sistema de tratamiento de agua y poner en peligro a la zona urbana; la solución inmediata que proponen es reforestar el área estudiada para evitar el peligro inminente, esto con el fin de que las raíces de los árboles que se plantarán contengan el

movimiento del posible deslizamiento.

1.4. Objetivos

Objetivo general

El objetivo general del presente proyecto es evaluar la influencia del material particulado PM_{10} producida por la quema de biomasa sobre el espesor óptico de aerosoles en los Andes Centrales de Perú, empleando el modelo numérico WRF-Chem y los datos fotométricos del observatorio de Huancayo.

Objetivos específicos

- Establecer los patrones predominantes de circulación en la región durante el período de quema de biomasa con ayuda de los datos globales de reanálisis del NCEP-NCAR.
- Mostrar la distribución espacio-temporal de las concentraciones de PM_{10} producidas por la quema de biomasa en la cuenca del Mantaro utilizando el modelo químico-meteorológico WRF-Chem.
- Comparar la variación temporal de concentraciones de PM_{10} sobre el observatorio de Huancayo producidas por el modelo con los datos de espesor óptico de aerosoles, medidos experimentalmente con el fotómetro solar CIMEL ubicado en la localidad de Huancayo.

CAPÍTULO 2

Marco teórico

En esta sección se presentarán las bases teóricas que fortalecen la presente investigación, abarcará desde las concepciones básicas de las leyes de la física hasta los complejos procesos que se involucran en la baja atmósfera.

2.1. Circulación global

Sin nuestra única fuente de energía, el "Sol", sería imposible la vida en nuestro planeta, la "Tierra", y es principalmente el Sol quien al hacer incidir su energía sobre la Tierra establece los patrones de circulación.

La energía procedente del Sol es radiación electromagnética y se distribuye de forma heterogénea al incidir en la Tierra. En la zona ecuatorial por ejemplo, los rayos incidentes lo hacen prácticamente bajo un ángulo de 90° , lo que se traduce en un mayor calentamiento de la superficie con respecto a la superficie en los polos, en donde los rayos solares inciden con diferentes ángulos distribuyendo de manera distinta la energía; y son prácticamente éstos factores que caracterizan las condiciones para dar origen a los procesos de circulación en todo el planeta.

La Tierra juega un rol muy importante en el proceso de captar la radiación, ya que depende mucho de las características de la superficie y de dónde incida la radiación para que ésta última se almacene por un periodo más largo o se disperse rápidamente.

De todo el espectro electromagnético procedente del sol, sólo nos enfocaremos en el rango de $0,1 - 100\mu m$ en el cual ocurren las contribuciones al balance de la radiación en la atmósfera y la superficie terrestre. Conforme a las leyes de la radiación, cualquier

cuerpo que tenga una temperatura superior al cero absoluto ($0K$) emite radiación, y si dicho cuerpo emite la máxima radiación posible a una determinada temperatura y en todas las longitudes de onda, es llamado **cuerpo negro** y la radiación (R) que emite, está determinada por la ley de **Stefan-Boltzmann** expresada por la ecuación (2.1.1).

$$R = \sigma T^4 \quad (2.1.1)$$

Donde:

σ : Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$)

T : Temperatura en unidades absolutas (K)

En la parte superior de la atmósfera, el espectro de la irradiancia que la Tierra recibe por parte del sol se aproxima al espectro de un cuerpo negro. En cambio, en la parte inferior de la atmósfera, la cual está cercana a la superficie terrestre, los absorbentes como el vapor de agua o el dióxido de carbono (CO_2) son casi inexistentes y los espectros de radiación del cuerpo negro se puede aproximar a través de la ecuación (2.1.2).

$$R_\lambda = \left(\frac{2\pi h_p c^2}{\lambda^5} \right) \left(\frac{h_p c}{\epsilon b \lambda T} - 1 \right)^{-1} \quad (2.1.2)$$

Donde:

h_p : Constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34} Js$)

b : Constante de Boltzmann ($1,381 \times 10^{-23} JK^{-1}$)

c : Velocidad de la luz ($3 \times 10^8 m/s$)

T : Temperatura en unidades absolutas (K)

λ : Longitud de onda

De toda la radicación incidente gran parte de ella es reflejada nuevamente al espacio por las diferentes capas de la atmósfera (principalmente la ionosfera y la ozonósfera) y las nubes; la otra parte, es absorbida por la superficie terrestre para finalmente ser emitida como radiación infrarroja (de onda larga) de vuelta al espacio. En la figura (2.1) podemos apreciar como ocurre el balance de energía Tierra-Sol.

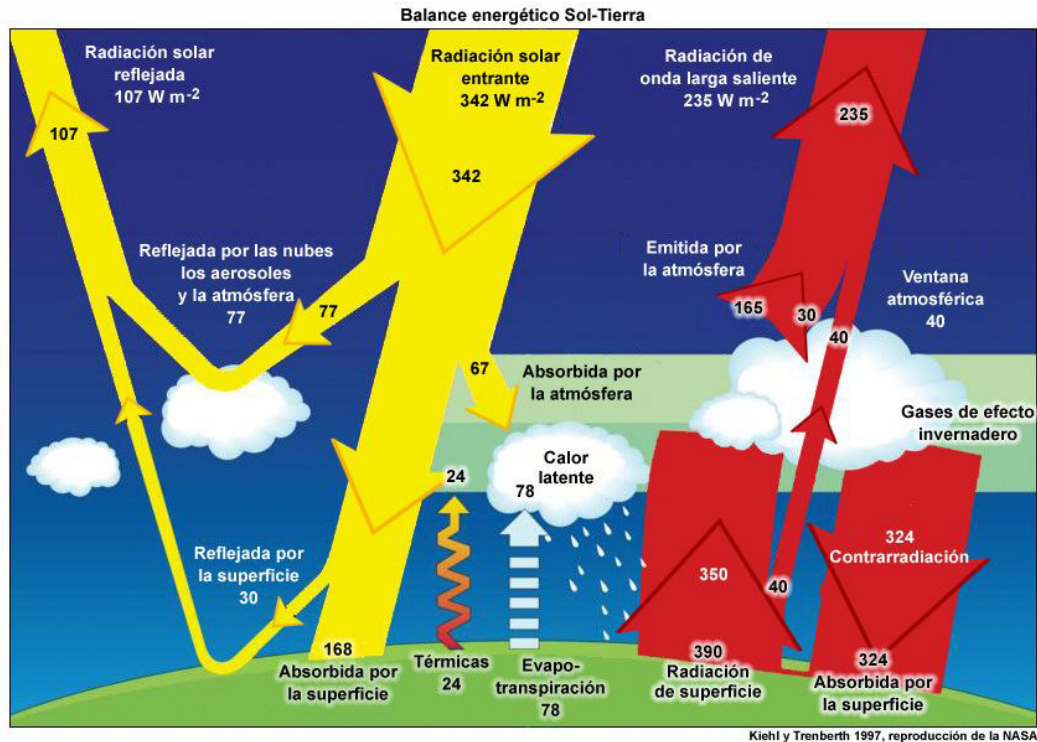


Figura 2.1: En la figura se muestra en color amarillo la radiación solar y en color rojo la radiación terrestre. De la radiación solar incidente, aproximadamente el 49 % es absorbida por la superficie, y se devuelve a la atmósfera en forma de calor sensible, calor latente y de radiación térmica infrarroja. **Fuente:** [Castells \(2012\)](#)

Estas distribuciones de energía solar, producen algunas circulaciones globales dominantes. Una de ellas se conoce con el nombre de célula de **Hadley** y es quien transporta el calor desde el Ecuador hacia las regiones subtropicales, llevándolo hacia los polos. También es importante mencionar la célula de **Ferrel** que se presenta en las latitudes medias, las células **Polares** que tienen su origen en las latitudes extremas y finalmente la circulación global más importante se conoce como la circulación de **Walker**, cuya función es desplazar el aire desde el este hacia el oeste y en sentido vertical en los trópicos. En la figura (2.2) podemos observar lo descrito anteriormente.

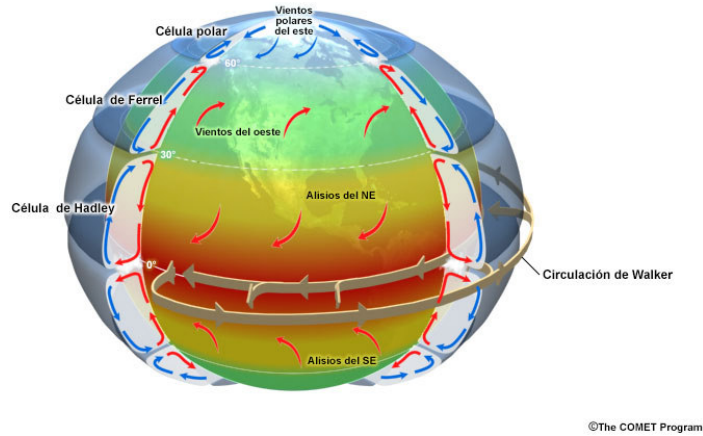


Figura 2.2: La principales circulaciones y vientos predominantes en el mundo. **Fuente:**The comet program, 2016.

2.1.1. Escalas atmosféricas

Es muy importante conocer las diferentes escalas en la atmósfera para entender y establecer la magnitud de los fenómenos que estamos tratando y el impacto que tendrá. Por ejemplo, la turbulencia de pequeña escala (pequeños remolinos de corta duración) va desde centenares de kilómetros decreciendo hasta centímetros, donde finalmente la energía turbulenta se disipa; y las corrientes de chorro (jets) (grandes ondas de viento que rodean la tierra) alcanzan velocidades extraordinarias, del orden de los 250 km/h, siendo relativamente frecuente encontrar vientos de 350 km/h, e incluso de forma excepcional superiores a los 500 km/h.

Según [Orlanski \(1975\)](#) la división de las escalas atmosféricas serían de la siguiente forma: Micro-escala ($10^{-2} - 10^3 m$), escala local ($10^2 - 5 \times 10^4 m$), Meso-escala ($10^4 - 2 \times 10^5 m$) y Macro-escala ($10^5 - 10^8 m$). En la figura (2.3) se observan dos imágenes, la imagen de la derecha, Fig. (2.3) (a), muestra un fenómeno a macro-escala llamado corriente de chorro, generado por la circulación atmosférica y en la Fig. (2.3) (b) se visualiza un fenómeno a escala local muy frecuente en zonas tropicales.

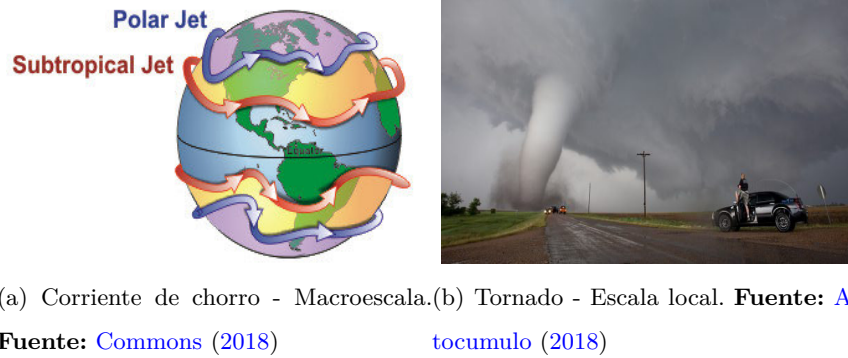


Figura 2.3: Fenómenos atmosféricos con diferente clasificación de escala.

2.2. Capa límite planetaria

La Capa Límite Planetaria (CLP) o Capa Límite Atmosférica (CLA) es la porción de la atmósfera ubicada dentro de la troposfera hasta aproximadamente los 1000m de altitud, puede variar en un amplio rango por las características geográficas, meteorológicas y además por la rapidez de enfriamiento o calentamiento de la superficie durante el día y/o la noche. Generalmente, se usan las bases de las nubes más bajas para delimitar la parte superior de la CLP. En ésta parte de la atmósfera se producen los fenómenos de turbulencia, que básicamente es la naturaleza caótica de muchos fluidos, en este caso, el aire.

Algunos autores como [Sutton \(1953\)](#) dividen la CLP en dos capas principales:

- La capa superficial, que es la parte más baja de la CLP, ocupa el 10 % más bajo de la CLP. En ella se consideran condiciones de homogeneidad horizontal y un estado casi-estacionario, es decir que no es afectada por la rotación de la Tierra (el efecto de Coriolis es prácticamente despreciable). En esta capa, la variabilidad vertical en el estrés y en el flujo de calor es alrededor del 10 %, por lo que puede considerarse a esta capa como de flujo “constante”. Además, la dirección del viento tampoco cambia apreciablemente con la altura. La variación de las variables con la altura es controlada por el rozamiento con la superficie, el flujo vertical de calor en la superficie y la rugosidad del terreno.

Finalmente, el transporte de propiedades atmosféricas por difusión turbulenta es más importante que el transporte por difusión molecular.

- La otra capa dentro de la CLP se extiende desde los 500 - 1000 m aproximadamente. En ella, la estructura del viento está influenciada por la superficie de fricción, el gradiente de temperatura y la rotación terrestre.

Por encima de la CLP se encuentra lo que se conoce como atmósfera libre, donde el flujo está en equilibrio casi geostrófico y no está influenciada por la fricción superficial [Kaimal and Finnigan \(1994\)](#).

El comportamiento de la CLP es distinto en la superficie oceánica comparado con la superficie terrestre [Hu \(2015\)](#), ésto se debe principalmente a las diferentes propiedades (físicas y químicas) del agua y el suelo. En el océano, por ejemplo, la temperatura tiene una variación lenta en el espacio y tiempo, mientras que en la superficie continental sus cambios son más drásticos; debido a la capacidad calorífica del suelo, durante el día almacena calor y en el intercambio con el aire se van generando turbulencias. En la figura 2.4 podemos apreciar la estructura de la CLP, y la variabilidad de ésta con respecto al ciclo diario. También podemos notar otras capas aparte de las dos mencionadas anteriormente, como la capa residual, la capa mezclada, la capa de inversión térmica, la capa límite estable, la capa superficial y la capa de contacto.

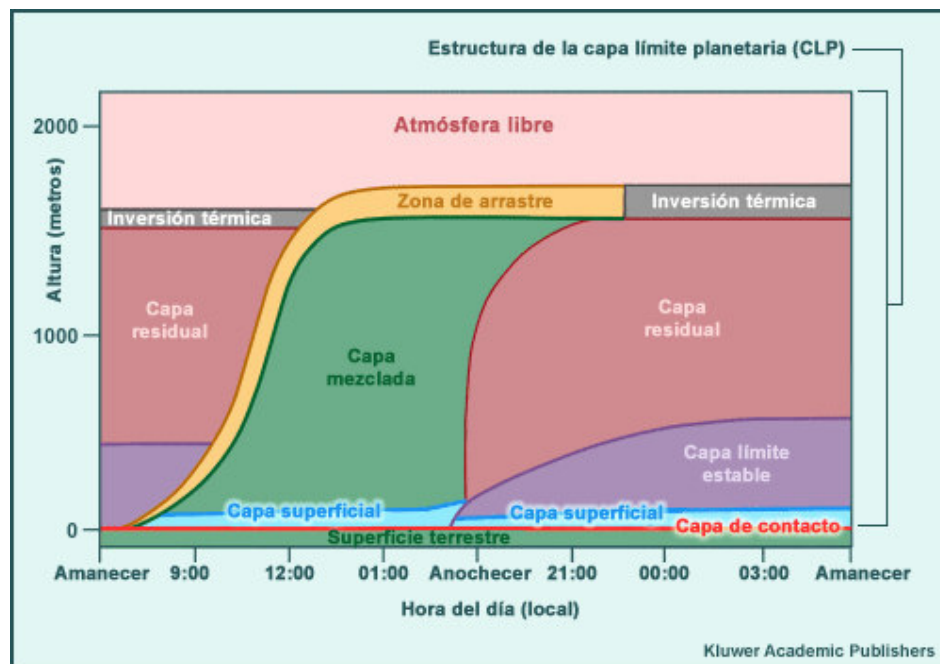


Figura 2.4: Estructura vertical de la CLP. **Fuente:**The comet program, 2016.

La capa de contacto, es la parte más cercana al suelo (línea de color rojo), y en la que

ocurre la transferencia de calor y humedad verticalmente por conducción y los procesos moleculares; aquí las diferencias de temperatura y humedad con el aire determinan la dirección de intercambio. Por otro lado, el inicio de la atmósfera libre, marca el fin de la CLP, capa que no está sujeta a forzamientos directos por parte de los procesos radiativos. Por su parte, la capa residual es la capa completamente mezclada y sin actividad (ya no hay mezcla) que queda después del anochecer, una vez que la atmósfera se desacopla de la superficie. La mezcla turbulenta no es significativa poco después de la puesta del Sol.

2.2.1. Radiación en la atmósfera

Hay dos tipos de radiación que interactúan con la atmósfera, la primera es la radiación directa solar y la segunda corresponde a la radiación de onda larga procedente de la superficie terrestre. La mezcla de gases y aerosoles que constituyen la atmósfera, también juegan un rol muy importante en el balance de radiación, ya que absorben y dispersan la radiación que incide sobre ellos, y éstos gases se encuentran dentro de la llamada CLP, que es la que esta en contacto directo con los seres vivos.

Para comprender mejor en términos cuantitativos como ocurre el balance energético en función a la radiación, procedemos a escribir la ecuación (2.2.1) que nos expresa la radiación neta (Q) en función de las longitudes de onda.

$$Q = K^* + L^* \quad (2.2.1)$$

Donde:

K^* : Radiación de onda larga

L^* : Radiación de onda corta

Ésta última ecuación se puede interpretar mejor, analizando y comentando cada uno de los términos. Para la radiación de onda corta K^* , se considera $(K(\uparrow) - K(\downarrow))$ que representa la diferencia entre la radiación entrante y saliente respectivamente. Análogamente, la radiación de onda larga L^* está representada por la diferencia entre las radiaciones entrante y saliente, $(L(\uparrow) - L(\downarrow))$; esto se debe a que la Tierra no es un cuerpo estático y la diferencia entre el día y la noche influye en la existencia de energía entrante y saliente.

2.2.2. Flujo radiativo

Es muy importante entender como la atmósfera es alterada por la radiación. Según la ecuación (2.2.2), la radiación altera las capas de la atmósfera de tal manera que hay una convergencia o divergencia.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_R = \left(\frac{1}{\rho C_p}\right) \frac{\partial R_N}{\partial z} \quad (2.2.2)$$

Donde:

$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_R$: es la tasa de cambio de la temperatura debido a la radiación

ρ : Densidad del aire

C_p : Calor específico del aire

R_N : Radiación neta

Cuando la radiación disminuye con la altura hay una divergencia ($\frac{\partial R_N}{\partial z} < 0$) y en la atmósfera se traduce como un enfriamiento, contrariamente, habrá una convergencia cuando se produce un calentamiento ($\frac{\partial R_N}{\partial z} > 0$), es decir, que la radiación aumenta con la altura.

La energía que ha recibido la Tierra luego es devuelta, pero en su trayectoria interactúa con la CLP transfiriendo calor sensible (Q_s). Entonces la ecuación (2.2.3) describe los flujos de energía debido al Q_s .

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_R = \left(\frac{1}{\rho C_p}\right) \frac{\partial Q_s}{\partial z} \quad (2.2.3)$$

Donde:

Q_s : Calor sensible

Si analizamos la transferencia del Q_s , será máxima en la superficie, ya que ésta actúa como fuente, mientras que en la cima de la CLP es mínima o cero. Otra evaluación importante de ésta ecuación es el valor numérico que resultará, si es positivo entonces el intercambio de calor ocurre desde la superficie a la atmósfera y si es negativo el intercambio se produce de la atmósfera a la superficie.

Finalmente se tiene el balance de energía superficial expresado en la ecuación (2.2.4) y que es muy usado en la micro-meteorología.

$$R_n = H + H_L + H_G \quad (2.2.4)$$

Donde:

R_n : Radiación neta

H : Calor sensible

H_L : Calor latente

H_G : Calor transferido al suelo

Esta ecuación representa el flujo neto de radiación entre la superficie y la atmósfera cercana a la superficie.

2.3. Ecuaciones gobernantes

El ser humano desde la antigüedad ha buscado la manera de explicar los distintos fenómenos que ocurren a su alrededor, y con ayuda de las matemáticas ha modelado y parametrizado a través de ecuaciones los fenómenos naturales, de tal modo que se puedan recrear lo mas realista posible, como por ejemplo las leyes de la electricidad y el magnetismo o las leyes del movimiento, etc.

La atmósfera, en su naturaleza caótica se puede describir a través de ecuaciones de la física que se fundamentan en la conservación de la masa, el momento y la energía.

Cuando vamos a describir el movimiento de un fluido podemos hacerlo mediante dos puntos de vista. La primera forma es seguir a cada partícula del fluido en su movimiento, de manera que nuestro objetivo sea encontrar ecuaciones que nos den la posición y las propiedades de la partícula en cada instante. A este abordaje se le denomina Lagrangiano. La segunda forma es asignar a cada punto del espacio y en cada instante, un valor para las propiedades o magnitudes fluidas sin importar que en ese instante, la partícula fluida ocupa ese volumen diferencial, a esta concepción se le denomina euleriana.

Adoptaremos la descripción euleriana, entonces la derivada ordinaria ($\partial\phi/\partial t$) no representa la variación total por unidad de tiempo de una determinada propiedad del fluido (ϕ) siguiendo a la partícula fluida. Esto ocurre debido al movimiento del fluido. Para poder notar esta variación vamos a usar la derivada sustancial o derivada material que la definimos como el operador:

$$\frac{D}{Dt}(\star) = \frac{\partial(\star)}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla(\star) \quad (2.3.1)$$

Donde \mathbf{v} es la velocidad del fluido. El primer término indica la variación de la propiedad del fluido (\star) en un punto fijo del espacio y por ello se denomina derivada local, mientras que el segundo representa la variación de la propiedad asociado al cambio de posición de la partícula fluida, y se la denomina derivada convectiva.

2.3.1. Teorema de transporte de Reynolds

Usando la derivada material, **Osborne Reynolds (1842-1912)** propuso lo que hoy conocemos como el **teorema de transporte de Reynolds** (Ec. 2.3.2), el cual a través de las ecuaciones básicas de la mecánica de fluidos, indica cómo varía con el tiempo una propiedad cualquiera del fluido A dentro de un volumen definido o volumen de control fijo V_c atravesado por una configuración de flujo arbitraria

$$\frac{d\mathbf{A}}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V_c} \phi dV + \oint_{\xi} \phi(\vec{v} - \vec{v}_c) \vec{n}_{ext} d\xi \quad (2.3.2)$$

A partir de la ecuación 2.3.2, se observan dos focos de variación de \mathbf{A} en el volumen de control (V_c), el primer término corresponde a la variación en el interior de V_c , y el segundo representa el flujo de \mathbf{A} que abandona el V_c .

Si la propiedad \mathbf{A} es la masa, cantidad de movimiento, momento cinético o energía, estamos en presencia de las leyes básicas en forma integral.

2.4. Ecuaciones completas de Navier-Stokes

Gracias al esfuerzo colaborativo de Claude-Louis Navier y George Gabriel Stokes, el conjunto de ecuaciones en derivadas parciales no lineales que describen el movimiento de un fluido hoy en día se pueden usar para comprender el comportamiento de la atmósfera. Estas ecuaciones además de gobernar la atmósfera terrestre y las corrientes oceánicas también son ampliamente usadas en procesos ingenieriles como por ejemplo, para el flujo alrededor de vehículos o proyectiles y son aplicables a todos los fenómenos sobre fluidos newtonianos.

2.4.1. Ecuación de conservación de la masa

Reemplazando en la ecuación (2.3.2), que simboliza el teorema de Reynolds, A por m , siendo A una cantidad extensiva y m la masa; luego renombrando $\phi = \frac{m}{V} = \rho$ y sabiendo que V es el volumen, V_c el volumen de control, \vec{v} la velocidad, ξ la superficie de control y \vec{n}_{ext} la normal exterior al área del V_c , se obtiene:

$$\frac{dm}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V_c} \rho dV + \oint_{\xi} \rho(\vec{v} - \vec{v}_c) \vec{n}_{ext} d\xi \quad (2.4.1)$$

o bien,

$$\frac{dm}{dt} = \iiint_{V_c} \frac{\partial \rho}{\partial t} dV + \oint_{\xi} \rho \vec{v} \vec{n} d\xi \quad (2.4.2)$$

La masa “ m ” por unidad de tiempo que pasa por la superficie de entrada es igual a la que atraviesa la superficie de salida, no hay generación ni pérdida de masa en el interior del volumen de control. Por lo tanto, el caudal que atraviesa la superficie de salida de la superficie de control es igual que el que atraviesa la superficie de entrada. Entonces $\frac{dm}{dt} = 0$, siendo el primer término de la ecuación (2.4.2) el cambio de masa local, mientras que el segundo término representa el flujo. Luego se tiene la ecuación integral de continuidad válida para cualquier volumen de control en un instante “ t ” (ec. 2.4.3).

$$\iiint_{V_c} \frac{\partial \rho}{\partial t} dV + \oint_{\xi} \rho \vec{v} \vec{n} d\xi = 0 \quad (2.4.3)$$

Una manera alternativa de obtener esta ecuación es aplicando el teorema de la divergencia, el que expresa que:

$$\oint_{\xi} \rho \vec{v} \vec{n} d\xi = \iiint_{V_c} \vec{\nabla} \cdot \rho \vec{v} dV \quad (2.4.4)$$

Entonces,

$$\iiint_{V_c} \frac{\partial \rho}{\partial t} dV + \iiint_{V_c} \vec{\nabla} \cdot \rho \vec{v} dV = 0 \quad (2.4.5)$$

y como V no depende del tiempo, la derivada temporal de la integral sobre V en la ec. 2.4.3, se puede expresar, aplicando la integración de Leibnitz, como la integral de la derivada temporal, tal que la ec. 2.4.3 queda:

$$\iiint_{V_c} \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \rho \vec{v} \right) dV = 0 \quad (2.4.6)$$

que indica que el término dentro de la integral es una constante, la que no puede ser otra que igual a 0. Así se obtiene la **ecuación de conservación de la masa** o también conocida como la ecuación de continuidad (ec. 2.4.7):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \rho \vec{v} = 0 \quad (2.4.7)$$

2.4.2. Ecuación de conservación del momento

Si se considera la segunda ley de Newton de la mecánica:

$$\Sigma \vec{F}_{ext} = m \cdot \vec{a} \quad (2.4.8)$$

se puede derivar la siguiente ecuación:

$$\frac{d\vec{p}}{dt} = \vec{F}_{ext} \quad (2.4.9)$$

donde \vec{p} es el vector momentum lineal y $\vec{F}_{ext} = \vec{F}_s + \vec{F}_v$ son las fuerzas aplicadas sobre la superficie del volumen de control (presión, viscosas, etc.) y fuerzas debido a campos de fuerzas, como por ejemplo, la fuerza gravitatoria.

De la ecuación de transporte de Reynolds (2.3.2) se puede reemplazar $\phi = \rho \vec{v}$, y $A = \vec{p}$. Luego se tiene la **ecuación de conservación del momento** (ec. 2.4.10):

$$\frac{d\vec{p}}{dt} = F_s + F_v = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V_c} \rho \vec{v} dV + \oint_{\xi} \rho \vec{v} (\vec{v} - \vec{v}_c) \vec{n} d\xi \quad (2.4.10)$$

que representa la fuerza ejercida sobre el volumen de control.

2.4.3. Ecuación de conservación de la energía

En el desarrollo de esta ecuación es necesario recurrir a la **primera ley de la termodinámica**, que físicamente representa la ley de conservación de la energía. Esta última afirma que la cantidad de energía transferida a un sistema en forma de calor (Q) y la cantidad de energía transferida en forma de trabajo mecánico realizado por el sistema sobre el medio externo (W) debe ser igual al aumento de la energía interna del sistema, tal como lo expresa la ecuación 2.4.11:

$$\frac{dE}{dt} = \frac{dQ}{dt} - \frac{dW}{dt} \quad (2.4.11)$$

La energía total del flujo se compone de energía interna, potencial y cinética (ver ecuación 2.4.12):

$$e = u + gh + \frac{v^2}{2} \quad (2.4.12)$$

donde e representa la energía almacenada por unidad de masa, u denota la energía interna y los dos últimos términos son las energías potencial y cinética, respectivamente. La energía total contenida en un volumen de control V_c está dada por la ecuación 2.4.13:

$$E = \iiint_{V_c} \rho e dV \quad (2.4.13)$$

Por lo que la primera ley de la termodinámica aplicada a un sistema fluido se expresa como 2.4.14:

$$\frac{dE}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} E + -(\vec{v} \cdot \vec{\nabla}) E = \frac{dQ}{dt} - \frac{dW}{dt} \quad (2.4.14)$$

Si ahora se recurre a la ecuación de transporte de Reynolds (2.3.2) y se realiza el siguiente cambio de variables (ec. 2.4.15):

$$\phi = \frac{E}{v} \quad (2.4.15)$$

siendo v el volumen específico y $v = \frac{1}{\rho}$, se puede escribir ahora ϕ como lo expresa la ec. 2.4.16,

$$\phi = \frac{u}{v} + \frac{m|\vec{v}|^2}{2v} = \rho(e + \frac{|\vec{v}|^2}{2}) \quad (2.4.16)$$

Luego reemplazando en la ecuación de Reynolds (2.3.2) tenemos la ecuación (2.4.17):

$$\frac{dE}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V_c} \rho(e + \frac{|\vec{v}|^2}{2}) dV + \oint_{\xi} \rho(e + \frac{|\vec{v}|^2}{2})(\vec{v} - \vec{v}_c) \vec{n} d\xi \quad (2.4.17)$$

siendo:

$$\frac{dW}{dt} = \oint_{\xi} \vec{v}(p - p_{atm}) \vec{n} d\xi + \oint_{\xi} \vec{\tau} \vec{v} \vec{n} d\xi \quad (2.4.18)$$

donde p es presión y $\vec{\tau}$ es el tensor de esfuerzos superficiales.

Y:

$$\frac{dQ}{dt} = \oint_{\xi} q \vec{n} d\xi + \iiint_{V_c} (\dot{Q}_r + \dot{Q}_q) dV \quad (2.4.19)$$

Finalmente se tiene la **ecuación de conservación de la energía** (2.4.20):

$$\dot{Q} - \dot{W} = \frac{\partial}{\partial t} \iiint_{V_c} \rho(e + \frac{|\vec{v}|^2}{2}) dV + \oint_{\xi} \rho(e + \frac{|\vec{v}|^2}{2})(\vec{v} - \vec{v}_c) \vec{n} d\xi \quad (2.4.20)$$

Si escribimos la ecuación de conservación de la energía (en forma tensorial) en función de la temperatura, debemos tener en cuenta primero la temperatura potencial (Θ). La temperatura potencial es una variable muy usada en meteorología para estandarizar la temperatura a diferentes niveles de presión y lo podemos observar en la ecuación (2.4.21).

$$\Theta = T_v \left(\frac{P_o}{P} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} \quad (2.4.21)$$

Donde:

T_v : Temperatura virtual

P_o : Presión al nivel del mar (100 hPa)

P : Presión

R_d : Constante de los gases ideales para el aire seco

C_p : Calor específico a presión constante

La temperatura virtual (T_v) es una corrección de la temperatura del aire para considerar la humedad de la atmósfera y se puede expresar como la ecuación (2.4.22):

$$T_v = T(1 + 0,61q) \quad (2.4.22)$$

Donde:

T : Temperatura del aire

q : Tasa de mezcla de vapor de agua (g/kg)

Entonces podemos escribir la ecuación de la energía en forma tensorial (2.4.23).

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -u_j \frac{\partial \Theta}{\partial x_j} + S_\Theta \quad (2.4.23)$$

El término u_j representa la velocidad, $\frac{\partial \Theta}{\partial x_j}$ representa la variación de la temperatura potencial y en conjunto $u_j \frac{\partial \Theta}{\partial x_j}$ es el término de advección o transporte; finalmente S_Θ representa las fuentes de calor que contribuyen al calentamiento o enfriamiento de la atmósfera (por ejemplo el proceso de divergencia de radiación, proceso de condensación y evaporación, reacciones químicas básicamente de los aerosoles atmosféricos, etc).

Finalmente escribimos la ecuación de la energía en función de la temperatura (2.4.24).

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -u_1 \frac{\partial \Theta}{\partial x_1} - u_2 \frac{\partial \Theta}{\partial x_2} - u_3 \frac{\partial \Theta}{\partial x_3} + S_\Theta \quad (2.4.24)$$

Donde:

x_1 : Coordenada x

x_2 : Coordenada y

x_3 : Coordenada z

u_1 : Coordenada u

u_2 : Coordenada v

u_3 : Coordenada w

2.4.4. Ecuación de movimiento

Si consideramos la atmósfera como un fluido particular donde se consideran los efectos de viscosidad manteniendo las hipótesis de incompresibilidad y de densidad uniforme;

tendremos lo que se conoce como la ecuación de movimiento. Que tensorialmente se escribe como se muestra la ecuación (2.4.25).

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} = -u_j \frac{\partial u_i}{\partial u_j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} - g\delta_{ij} - 2\mathcal{E}_{ijk}\Omega_j u_k \quad (2.4.25)$$

Donde:

u : es la velocidad en las tres direcciones $u_1 = u$, $u_2 = v$ y $u_3 = w$

ρ : densidad

P : presión

g : gravedad

δ_{ij} : delta de kronecker

\mathcal{E}_{ijk} : Tensor de levi-civita

Ω_j : velocidad angular de rotación

2.4.5. Ecuación para el agua

Análogamente a la ecuación de la energía en función de la temperatura, podemos escribir la ecuación para el agua, ya que ésta se encuentra en grandes proporciones y en diferentes estados en la atmósfera.

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -u_i \frac{\partial q_n}{\partial x_i} + S_{q_n} \quad (2.4.26)$$

Donde:

q_n : Estados del agua (sólido, líquido y vapor)

Dentro de los tres estados del agua, en el estado sólido también podemos tener granizo, graupel, hielo y nieve; mientras que en el estado líquido tendríamos nubes y lluvia. Y el término S_{q_n} representa las fuentes de transformaciones recíprocas entre los tres estados.

2.5. Modelos numéricos

Los modelos numéricos en general se componen de conjuntos de ecuaciones que desarrollan los ordenadores usando diferencias finitas con el objetivo de reproducir y/o predecir

un fenómeno, por ejemplo el comportamiento de abejas u hormigas o como el calor es distribuido en una habitación o como se producen los movimientos intermoleculares, etc.

[Charney \(1951\)](#) en su artículo menciona que para los meteorólogos es común no encontrar periodicidades en la atmósfera como en el océano, es decir, no es lo mismo predecir el comportamiento de las olas en el mar, que el tiempo en la atmósfera, ya que es imposible encontrar relaciones causales que relacionen dos estados atmosféricos distintos. Y relata que fue [Bjerknes \(1904\)](#) quién definió el problema del pronóstico atmosférico como la integración de las ecuaciones de movimiento que la gobiernan. Además fue [Richardson \(1922\)](#) quien propuso la integración de los métodos numéricos para resolver las ecuaciones de movimiento y hoy se le considera como el padre de la predicción numérica del tiempo. Finalmente John Von Neumann fue el primer científico que lideró un equipo que ejecutaron exitosamente una predicción numérica en un computadora.

El físico y matemático francés Laplace (1749-1828) dijo alguna vez: «Así pues, hemos de considerar el estado actual del universo como el efecto de su estado anterior y como causa del que ha de seguirle. Una inteligencia que en un momento determinado conociera todas las fuerzas que animan a la naturaleza, así como la situación respectiva de los seres que la componen, si además fuera lo suficientemente amplia como para someter a análisis tales datos, podría abarcar en una sola fórmula los movimientos de los cuerpos más grandes del universo y los del átomo más ligero; nada le resultaría incierto y tanto el futuro como el pasado estarían presentes ante sus ojos ». Ésta idea hace referencia a la capacidad que tenemos para predecir. En un contexto del estado atmosférico; resulta imposible hacer un pronóstico sin tener las condiciones iniciales actuales, así como también resulta imposible obtener predicciones exactas de lo que pueda ocurrir en la atmósfera con un modelo numérico.

Hay otros aspectos importantes a tener en cuenta al referirnos a predicción en ciencias de la atmósfera, por ejemplo se dice pronóstico climático cuando se tiene un periodo de por lo menos 30 años, y se hace referencia a pronóstico de tiempo para caracterizar la atmósfera en el orden de las horas y los días. Los pronósticos climáticos no se usan para conocer el tiempo y lugar de la ocurrencia de un fenómeno atmosférico, sino se usan para generar estadísticas.

2.5.1. Como funciona un Modelo

Es importante que comprendamos como funciona un modelo numérico internamente, para aprovechar su salida de manera inteligente.

La predicción numérica del tiempo esta correlacionada con nuestra capacidad para convertir en ecuaciones matemáticas, las leyes físicas del movimiento y de conservación de la energía que rigen la evolución de las condiciones atmosféricas.

Una representación matemática (parametrización) simple sobre el estado atmosférico se muestra a continuación:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = F(N), \quad N(0) = N_o \quad (2.5.1)$$

donde N es una variable meteorológica que se modifica en el tiempo debido a la acción de F. De tal manera que la solución de la ecuación (2.5.1) queda del siguiente modo:

$$N_{pronostico} = N_{inicial} + \int F(N)dt \quad (2.5.2)$$

De este modo se configuran las ecuaciones en los modelos numéricos [Staniforth and Wood \(2008\)](#), éstas ecuaciones de pronóstico se denominan **ecuaciones primitivas**.

Los elementos característicos fundamentales en los modelos numéricos son la dinámica (las fuerzas que mueven las masas de aire) y los esquemas de física, que se encargan de simular muchos procesos físicos que ocurren en la atmósfera real, como la transferencia radiativa, los procesos de capa límite, en nuestra investigación la interacción con los aerosoles, etc. A consecuencia de las limitaciones de la resolución de los modelos, muchos procesos físicos se deben parametrizar.

Los modelos normalmente dividen la atmósfera en pequeñas áreas denominadas «cel-das» para solucionar las ecuaciones primitivas, además de aquellas que representan los diversos procesos físicos y químicos (en algunos modelos de última generación) de la atmósfera.

Los modelos numéricos constituyen en la actualidad una herramienta fundamental para los pronosticadores, y de hecho se equivocan siempre. La idea no es si el modelo está generando predicciones correctas, sino si el modelo tiene habilidad de predicción.

2.5.2. Tipos de modelos

Como vimos en la subsección 2.1.1 un fenómeno atmosférico puede estudiarse de acuerdo a su escala, los modelos numéricos también se clasifican por la escala que son capaces de modelar, como también por el modo de representar los datos meteorológicos, tenemos a los modelos de puntos de malla como el WRF-Chem y los modelos espectrales como el GFS (Global Forecast System), ambos tienen una característica especial, los modelos de malla son generalmente no hidrostáticos y los modelos espectrales son generalmente hidrostáticos. Los modelos hidrostáticos se usan para dominios que abarcan todo el planeta, mientras que los no hidrostáticos para escalas pequeñas, es decir, los modelos no hidrostáticos resuelven características más puntuales o locales con respecto a los modelos hidrostáticos. Solo un modelo no hidrostático puede representar los gradientes de presión internos y los efectos de flotabilidad que ocurren en el interior de una tormenta por ejemplo.

El tipo de modelo que el investigador use influirá en los tipos de errores que producirá. Los tipos de errores entre un modelo y otro son:

- La forma de resolver las ecuaciones primitivas.
- Como representan los datos: Los modelos de malla lo hacen con puntos discretos y fijos, mientras que los espectrales usan funciones de onda continuas.
- La resolución horizontal y vertical.
- el sistema de coordenadas a emplear.

Los modelos espectrales fueron los primeros modelos en usarse, ya que las funciones de onda y los armónicos esféricos establecen una base matemática natural para un dominio esférico. Lo que se traduce en una buena representación con un regular grado de precisión en el modelado de los movimientos de un fluido sobre una esfera, como la Tierra. Por otro lado los modelos no hidrostáticos se están usando mucho en la actualidad, ya que si se desea estudiar un fenómeno de manera puntual se recurre a este tipo de modelos, sin embargo demanda un alto costo computacional.

La ecuación hidrostática que se resuelven en los modelos espectrales se muestra a continuación:

$$\frac{\partial z}{\partial p} = -\frac{RT}{pg} \quad (2.5.3)$$

Donde:

z : altura

p : presión

g : gravedad

T : temperatura

R : constante universal

La ecuación (2.5.3) expresa físicamente que el gradiente de presión en la vertical esta en equilibrio con el peso y por consiguiente podemos ignorar las aceleraciones verticales. En esta ecuación no encontramos la relación de alguna variable con el tiempo, en consecuencia es sólo de diagnóstico, más no de pronóstico. Esta ecuación en los modelos de pronóstico mantiene la estabilidad y es usada para calcular el campo de altura necesario para establecer el balance geostrófico.

En cuanto a la ecuación no hidrostática para el movimiento vertical la podemos escribir del siguiente modo:

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\left\{u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z}\right\} - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p'}{\partial z} + gB - gq \quad (2.5.4)$$

Donde:

ρ_o : densidad del entorno

p' : es la desviación de la presión con respecto del balance hidrostático ambiental a gran escala

q : humedad específica

g : gravedad

Ésta ecuación (2.5.4) físicamente muestra que los cambios en el movimiento vertical resultan de varios factores, como el ascenso o descenso orográfico (como se puede apreciar en el primer término), las desviaciones de la presión con respecto al balance hidrostático producido por los cambios en la divergencia horizontal (segundo término), debido al empuje hidrostático (tercer término) o el arrastre descendente a causa del peso del agua líquida o helada en la nube y en la precipitación (cuarto término).

En el cuadro (2.1) se muestra un resumen de las principales características de los modelos hidrostáticos y no hidrostáticos.

Cuadro 2.1: Comparación entre los modelos hidrostáticos y no hidrostáticos

Característica	Hidrostáticos	No hidrostáticos
Empuje hidrostático (EH)	Se obtienen indirectamente	Se obtienen directamente
Efecto de la perturbación de la presión en el EH	No	Sí, es fundamental para regular las velocidades de las corrientes convectivas ascendentes y la estructura de las nubes convectivas, así como para propagar la energía de las ondas de gravedad.
Movimiento vertical previo	No	Sí, el movimiento vertical se propaga
Acumulación de agua	No	Sí

Una aclaración importante que hay que considerar con respecto a los modelos no hidrostáticos como el WRF-Chem, es que usan las condiciones de contorno que provienen de modelos hidrostáticos globales como el GFS para poder realizar una predicción.

2.5.3. Parametrizaciones

Las parametrizaciones son un conjunto de ecuaciones que tratan de representar matemáticamente un fenómeno puntual (por ejemplo la convección de nubes, la transferencia solar radiativa, etc) que un modelo no puede resolver explícitamente usando las ecuaciones primitivas. Estas parametrizaciones se obtienen combinando las observaciones y las leyes de la física y/o química.

Existen parametrizaciones físicas y químicas disponibles y en constante mejora para distintos lugares del mundo y para múltiples procesos, mediante el cual el investigador puede elegir y probar aquel que mejor resultado le proporcione. Los modelos numéricos como el WRF-Chem se ayudan de parametrizaciones físicas y químicas para representar sus pronósticos.

Las parametrizaciones, por otro lado también incluyen valores promedios que contribuyen al error [Reátegui Romero \(2018\)](#) en las salidas de los modelos, esto porque existen procesos mejor entendidos que otros.

2.6. Modelo numérico WRF-Chem

El modelo WRF es un modelo numérico que sirve para la simulación y predicción del estado atmosférico a escala de tiempo de corto, mediano y largo plazo, su desarrollo

se inició durante la década de los '90 y fue un esfuerzo colaborativo entre diversas instituciones americanas como la National Center for Atmospheric Research (NCAR), la National Oceanic and Atmospheric Administration (represented by the National Centers for Environmental Prediction (NCEP)), entre otras. Este modelo es eficiente tanto para la investigación de fenómenos a escala espacial local, regional y escala sinóptica, cuya principal característica es que resuelve ecuaciones de tipo euleriano no-hidrostático, por este motivo y las constantes contribuciones desde su desarrollo a la actualidad, lo ha puesto en la cima de los modelos meteorológicos regionales.

Normalmente, el modelo solo incluye la parte meteorológica Weather Research and Forecasting (WRF, por sus siglas en inglés) (física y dinámica), sin embargo la atmósfera es más compleja por la presencia de gases y aerosoles que interactúan en ella, debido a éstos antecedentes, los desarrolladores del modelo decidieron acoplar una componente química, llamándose de este modo **WRF-Chem** en el cual se incluye la parte física, dinámica y química teniendo resultados bastante eficientes, ya que todos los datos se acoplan simultáneamente como ocurre en la atmósfera real y no de forma separada.

Este modelo ofrece comodidad para el investigador, ya que se puede instalar desde centros de alto rendimiento como clusters o en computadoras de escritorio (siempre y cuando ésta cuente con las mínimas características: 4Gb de memoria RAM y 4 núcleos de procesamiento). Más detalles de la instalación del modelo en una computadora de escritorio, lo podemos encontrar en la referencia [Navarro Barboza \(2018\)](#).

2.6.1. Física del modelo

La medida en que la física del modelo tiene influencia en el pronóstico del tiempo sensible varía considerablemente según la situación meteorológica.

Al referirnos a la «física del modelo» nos referimos a todos los procesos que se tratan en los modelos numéricos aparte de la dinámica, la convección y la microfísica de nubes y precipitación. En ese sentido, estos procesos están principalmente vinculados al tratamiento de la radiación solar entrante (de onda corta) y terrestre saliente (de onda larga) dentro del modelo, tanto en la atmósfera como en la superficie.

Los procesos físicos dentro del WRF-Chem, se describen a continuación:

- Microfísica: Incluye en resolver explícitamente los procesos de vapor de agua, nubes

y precipitación.

- Parametrización de cúmulos: Esta parametrización es responsable sobre los efectos a escala de sub-malla de nubes convectivas y/o someras. Los esquemas están destinados a representar los flujos verticales debido a corrientes ascendentes y descendentes no resueltas y al movimiento de compensación fuera de las nubes.
- Física de superficie.
- Física de la capa límite.
- Física de la radiación atmosférica.

2.6.2. Coordenadas verticales

Es muy importante conocer qué sistema de coordenadas verticales se usan en los modelos, ya que es fundamental para entender el comportamiento del mismo, y a su vez conocer el impacto que tendrán al momento de representar las variables, por ejemplo un buen sistema de coordenadas debe mantener la conservación de las propiedades atmosféricas, además de tratar con exactitud los procesos dinámicos; también debe exhibir un comportamiento monótono con la altura y no deben intersectar el suelo.

Hay dos tipos de sistemas de coordenadas que se usan en los modelos de predicción, las coordenadas de presión y las coordenadas **sigma**, sin embargo actualmente también existen los sistemas de coordenadas híbridos que consisten en la unión de ambos sistemas. Los sistemas de coordenadas verticales híbridos siguen el terreno cerca de la superficie y superficies geopotenciales constantes en la atmósfera superior.

En el cuadro (2.2) podemos apreciar algunas ventajas y desventajas de usar coordenadas sigma.

Cuadro 2.2: Ventajas y desventajas de las coordenadas sigma

VENTAJAS	DESVENTAJAS
Al estar relacionada con la presión, maneja relativamente bien las ecuaciones de movimiento y de este modo pronosticar mejor los procesos y características de la capa límite.	Las superficies inclinadas complican el cálculo del gradiente de presión, es algo que puede incrementar el error.
Se ajustan a los terrenos con pendientes	A menudo representa incorrectamente la verdadera elevación de la superficie.
Permite incrementar la resolución vertical cerca de la superficie	Afecta la topografía de las líneas costeras
Elimina el problema de la intersección del suelo	Favorecen el empozamiento de aire frío en montañas con fuerte pendiente.

Conociendo los diferentes tipos de coordenadas verticales que existen en los modelos numéricos, las coordenadas verticales dentro del WRF-Chem están asociadas con ecuaciones que se formulan usando el seguimiento del terreno y la presión hidrostática (coordenadas sigma), como se representa matemáticamente en la ec. (2.6.1).

$$\eta = (P_h - P_{ht})/\mu \quad (2.6.1)$$

siendo $\mu = P_{hs} - P_{ht}$, P_h la componente hidrostática de la presión, P_{hs} y P_{ht} se refieren a los valores a lo largo de la superficie y los límites superiores, respectivamente. η varía de un valor de 1 en la superficie a 0 en el límite superior del dominio del modelo (ver Fig. 2.5).

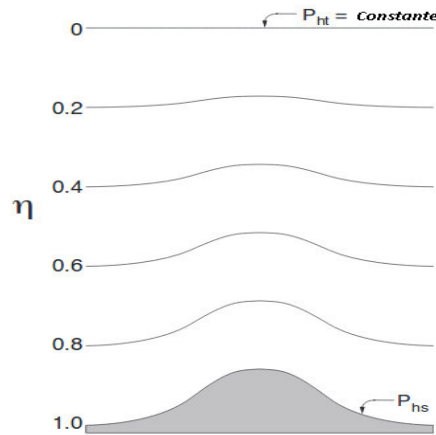


Figura 2.5: La figura muestra la coordenadas verticales η que adopta el modelo WRF-Chem. **Fuente:** imagen tomada de (http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3_bw.pdf)

Dado que $\mu(x, y)$ expresa la masa por unidad de área dentro de la columna en el dominio del modelo, las variables apropiadas en forma de flujo son:

$$\vec{V} = \mu \vec{v} = (U, V, W) \quad (2.6.2)$$

$$\Omega = \mu \dot{\eta} \quad (2.6.3)$$

$$\Theta = \mu \theta \quad (2.6.4)$$

donde $\vec{v} = (u, v, w)$ son las velocidades en las tres direcciones covariantes, $\omega = \dot{\eta}$ es la velocidad vertical contravariante y θ es la temperatura potencial.

2.6.3. Ecuaciones de Flujo integradas en el WRF-Chem

El modelo WRF contiene dos solucionadores dinámicos, denominados núcleo ARW (Advanced Research WRF) y núcleo NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model). El ARW se ha desarrollado en gran parte y es mantenido por el Laboratorio de Meteorología de Mesoescala y Microescala de NCAR. El núcleo NMM fue desarrollado por los Centros Nacionales para la Predicción Ambiental, y actualmente se utiliza en su sistema HWRF (Hurricane WRF).

El núcleo ARW acopla variables no conservativas como $\phi = gz$ (geopotencial), p (presión) y $\alpha = 1/\rho$ (densidad inversa) para escribir las ecuaciones de Euler que se presentan a continuación:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot V_u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (2.6.5)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot V_v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (2.6.6)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (2.6.7)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \theta) = F_\Theta \quad (2.6.8)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot V) = 0 \quad (2.6.9)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(V \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (2.6.10)$$

Se incluye además la relación de diagnóstico para la densidad inversa.

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (2.6.11)$$

y la ecuación de estado,

$$p = p_o(R_d \theta / p_o \alpha)^\gamma \quad (2.6.12)$$

donde $\gamma = c_p/c_v = 1,4$ es la razón de la capacidad calorífica para el aire seco, R_d es la constante de los gases para el aire seco, p_o es la presión de referencia. Los términos F_U , F_V , F_W y F_Θ representan los términos de forzamiento derivados de la física del modelo, mezclas turbulentas, proyecciones esféricas y la rotación terrestre. Las ecuaciones de pronóstico (2.6.5) - (2.6.7) están dadas en forma conservativa, a excepción de la ecuación (2.6.8), la cual es la derivada material de la definición del geopotencial.

2.6.4. Solución numérica de las ecuaciones del WRF-Chem

El núcleo ARW, resuelve las ecuaciones discretizándolas, y para ello usa un esquema de integración de paso de tiempo dividido, pero antes de realizar el proceso de discretización se reescriben las ecuaciones gobernantes usando variables de perturbación, esto con el objetivo de reducir los errores de truncamiento en los cálculos. Los modos de baja frecuencia se integran usando el método Runge Kutta de orden 3 (RK3), éste es un método que integra un conjunto de ecuaciones diferenciales ordinarias usando una formulación de predictor-corrector. También se presentan modos acústicos de alta frecuencia, quienes son integrados en pequeños pasos de tiempo manteniendo de este modo la estabilidad numérica.

Se definen las variables de pronóstico como $\phi = (U, V, W, \Theta, \phi', \mu', Q_m)$ y las ecuaciones del modelo $\phi_t = R(\phi)$, y la integración RK3 toma 3 pasos (ecs. (2.6.13) - (2.6.15)) para obtener una solución avanzada entre los tiempos t y $t + \Delta t$:

$$\phi^* = \phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\phi^t) \quad (2.6.13)$$

$$\phi^{**} = \phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\phi^*) \quad (2.6.14)$$

$$\phi^{t+\Delta t} = \phi^t + \Delta t R(\phi^{**}) \quad (2.6.15)$$

donde Δt es el paso de tiempo para los modos de baja frecuencia.

Las soluciones son representadas en una grilla tipo C de Arakawa, en este tipo de grillas se colocan escalares (como la temperatura) en el centro de la celda y componentes del vector (como la velocidad) en las caras de la celda. Este tipo de rejilla se usa ampliamente debido a sus propiedades de conservación favorables (ver Fig. 2.6), esta grilla se ejecuta tanto en la dirección vertical como en la horizontal y funciona del siguiente modo: las velocidades normales son escalonadas a la mitad de la longitud de la rejilla de las variables termodinámicas. Los índices (i, j, k) indican la ubicación de las variables con $(i\Delta x, j\Delta y, k\Delta \eta)$. Los puntos donde se observa Θ son localizados como puntos de masa. En la parte izquierda de la imagen 2.6 podemos apreciar como se distribuyen en la grilla y las rejillas las velocidades horizontales en las direcciones x e y, mientras que en la parte derecha se observa la distribución de la coordenada vertical $\Delta \eta_k$ y la componente de la velocidad en la vertical, además en ambos lados, se muestran los puntos de masa Θ .

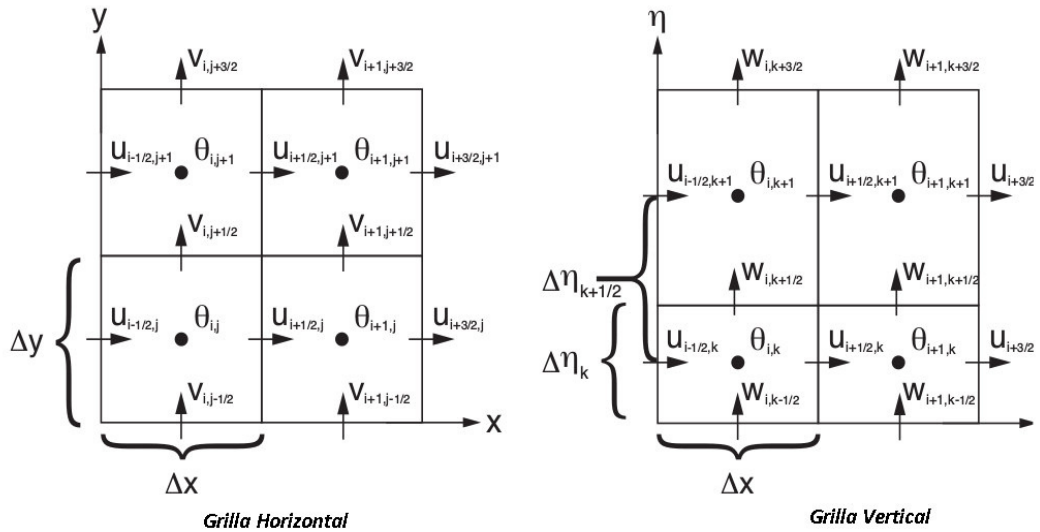


Figura 2.6: Se muestra la grilla Arakawa tipo C que usa el modelo. **Fuente:** tomado de Wang et al. (2012).

2.7. Aerosoles

Los aerosoles se definen como partículas sólidas o líquidas suspendidas en un gas (en nuestro caso el aire), en la atmósfera ésta definición se considera a excepción de los hidrometeoros (nubes, cristales de hielo, gotas de lluvia, graupel, etc) [Boucher \(2015\)](#). Los aerosoles provienen de dos fuentes, naturales y antropogénicas, siempre han estado presentes en la atmósfera pero en diferentes concentraciones distribuidos vertical y horizontalmente, esto debido a la diversidad y heterogeneidad de las fuentes de aerosoles, además de su tiempo de residencia en el aire; como consecuencia de esto las propiedades de los aerosoles varían en espacio y tiempo, no obstante impactan en la salud de la biota (conjunto de organismos vivos (especies de plantas, animales y otros organismos) que ocupan un área dada) y tienen importantes efectos biológicos. Las características más relevantes de los aerosoles se pueden observar en cuatro parámetros: concentración en la atmósfera (se miden en $\mu g/m^3$), composición química, espesor óptico y tamaño y forma de partículas.

2.7.1. Tipos de aerosoles

Principalmente se dividen en dos categorías, los aerosoles primarios y aerosoles secundarios, los primeros corresponden a aquellos que son directamente emitidos por alguna fuente, mientras los otros corresponden a aerosoles formados en la atmósfera por reacciones químicas:

- Las superficies continentales son una de las principales fuentes de aerosoles, debido a la acción del viento (particularmente en suelos con ausencia de vegetación), como un ejemplo podríamos mencionar al desierto de Sahara que tiene influencia en la contaminación por aerosoles en Brasil, como se menciona en la referencia [Prospero et al. \(1981\)](#).
- Sal de mar. Al estar en interacción el sistema océano-atmósfera, a través de varios procesos físicos (fricción del viento en la superficie oceánica) dan lugar a este tipo de aerosoles, que potencialmente pueden contener material biológico producto del fitoplancton marino.
- Polvo industrial, representa una primera actividad antropogénica pero de gran impacto. Se produce principalmente por la quema de combustible fósil.

- Aerosoles volcánicos, como su nombre lo indica, son producidos por volcanes (principalmente en actividad), que emiten fragmentos de minerales y rocas pulverizadas durante su erupción.
- Aerosoles biogénicos, su fuente es la biosfera terrestre, producto de los restos de plantas e insectos muertos, así como polen, bacterias y virus, entre otros.
- **Aerosoles por quema de biomasa**, son el tipo de aerosoles que se tomarán en cuenta principalmente en esta investigación. Se refiere al material que proviene del mundo vivo y que puede ser quemado (vegetación, madera, etc).

2.7.2. Distribución de aerosoles

En la atmósfera, los aerosoles son transportados por los vientos, pero también están sujetos a ser eliminados por sumideros atmosféricos. Se llaman sumideros atmosféricos a la deposición seca y húmeda de aerosoles mediante el cual los aerosoles se precipitan.

2.7.3. Interacción de aerosoles

Hay dos principales elementos en la atmósfera que interactúan con los aerosoles: las nubes y la radiación electromagnética, la propagación con esta última la produce en múltiples modos, primero la radiación de onda corta (radiación proveniente del sol) interactúa con los aerosoles quienes la desvían en todas las direcciones; a este proceso se le conoce como scattering. También algunos aerosoles absorben la radiación de onda corta, de tal modo que transforman la energía electromagnética en calor.

La radiación de onda larga (radiación emitida por la superficie terrestre a consecuencia de absorber la radiación de onda corta) también es absorbida y dispersada por los aerosoles.

Por otro lado la interacción con las nubes es directa, ya que éstas constituyen un importante sumidero para los aerosoles, cuando se precipitan, ya que producen la deposición húmeda. Y a la vez que los aerosoles pueden interactuar con las gotas de lluvia formando núcleos de condensación y dependiendo la composición del aerosol en algunos casos se puede producir la lluvia ácida.

2.8. Espesor óptico de aerosoles

El espesor óptico de aerosoles (EOA) es una medida de la concentración de los aerosoles (por ejemplo la neblina, el polvo, etc) que se distribuyen en una columna de aire desde la superficie terrestre (ubicación del instrumento) hasta la parte alta de la atmósfera. Los fotómetros solares sirven para medir el EOA, el voltaje (V) medido es proporcional a la irradiancia espectral (I) que llega al instrumento en la superficie. Y a través de la ley de Beer-Lambert-Bouguer, despejando la ecuación (2.8.1) se puede calcular el EOA

$$V(\lambda) = V_o(\lambda)d^2 \exp[-\tau(\lambda)_{Tot}xm] \quad (2.8.1)$$

Donde:

V_o : Es la irradiancia espectral en la parte superior de la atmósfera

d : Es el radio vector o la distancia relativa entre el sol y la Tierra

m : Es la masa de aire óptica [Holben et al. \(1998\)](#)

$\tau(\lambda)_{Tot}$: Es el espesor óptico

$V(\lambda)$: Es la tensión digital medida a la longitud de onda λ

De manera que altas concentraciones de aerosoles, como por ejemplo el PM_{10} van a dar lugar a un incremento del EOA.

CAPÍTULO 3

Materiales y métodos

En este capítulo se describen, en primer lugar, los datos meteorológicos y químicos que se usaron para la ejecución del modelo, luego se muestran los pasos necesarios para hacer una ejecución, después se presentan las principales configuraciones tanto físicas como químicas, y finalmente se mencionan los datos de espesor óptico y del fotómetro solar usado para medirlos.

3.1. Datos

Para esta investigación se han usado tres tipos de datos:

1. Datos topográficos: Los datos topográficos "Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30)" del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), que es una opción predeterminada en el modelo, fueron reemplazados por el modelo de elevación digital de la Misión de Topografía de Radar de Shuttle (SRTM; https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/) Farr et al. (2007); Rodriquez (2006), con una resolución de 90 m, que para Sudamérica tiene un error horizontal promedio de 9.0 y un error vertical absoluto promedio de 6.2 m y mejora aproximadamente 10 veces (tanto en resolución espacial como en precisión vertical) el modelo de elevación digital continental GTOPO30 Gesch et al. (1999).
2. Datos meteorológicos: Como datos iniciales y de frontera para la inicialización del modelo se usaron los datos "Global Operational Analysis of the National Center of Environmental Prediction (NCEP)", final analysis FNL UCAR-NCAR (2015), que son datos de análisis global operativo que están en grillas de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ preparadas

operacionalmente cada seis horas. Este producto es del Sistema Global de Asimilación de Datos (GDAS, por sus siglas en inglés), que continuamente recopila datos de observación del Sistema Mundial de Telecomunicaciones (GTS) y otras fuentes para muchos análisis, se puede descargar desde la siguiente dirección <https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.3/index.html?hash=sfol-wl-/data/ds083.2&g=22017>, es de acceso libre y disponibles desde el 2015 hasta la actualidad. Estos datos contienen alrededor de 72 parámetros entre los que podemos destacar las siguientes variables: presión al nivel de mar, altura geopotencial, temperatura del aire, componentes zonal, meridional y vertical del viento, temperatura superficial del mar y parámetros de suelo, entre otras.

3. Datos químicos de emisión: Se usó el Inventario de Incendios de NCAR (FINN, por sus siglas en inglés) que son emisiones calculadas en tiempo casi real en base a conteos de incendios con información derivada del espectrorradiómetro de resolución de imágenes del satélite MODIS. Todos los archivos de datos contienen estimaciones diarias de emisiones de fuego para todo el mundo para el año especificado con una resolución aproximada de 1 km^2 y múltiples variables químicas, pero sólo se usó el PM_{10} para la presente investigación. La fuente de descarga es <https://www.acom.ucar.edu/acresp/dc3/finn-data.shtml>.

3.1.1. Datos de Reanálisis

Para analizar las salidas meteorológicas procedentes del modelo, se han usado datos de reanálisis reales de NCEP proporcionados por el PSD de NOAA/OAR/ ESRL, Boulder, Colorado, EE. UU. Desde su sitio web en <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>, se tomaron las medias diarias para los cuatro meses de estudio, y las variables fueron: temperatura del aire, velocidad vertical del viento, altura geopotencial y humedad relativa.

3.2. Ejecución del modelo

Para obtener una salida del modelo hay que seguir una secuencia de pasos. En la figura 3.1 se muestra el flujo-grama de los principales ejecutables que posee el modelo WRF-Chem y que se deben de ejecutar en el orden correspondiente para poder obtener una salida del modelo. Se puede notar además que hay un programa adicional llamado

mlv.ncl que se usó en esta investigación para acoplar las emisiones químicas en reemplazo del programa original llamado:

PREP_CHEM_SRC

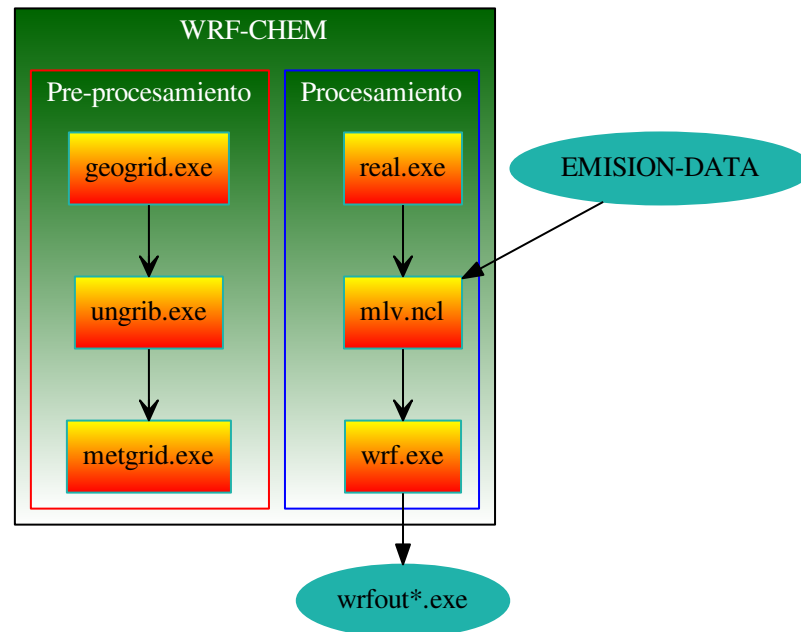


Figura 3.1: Se muestra el esquema de ejecución del modelo WRF-Chem, con todos los ejecutables usados para obtener los resultados de la presente investigación.

Podemos notar que, en el flujograma 3.1 se pueden diferenciar dos principales procesos que detallaremos a continuación cada uno de ellos.

Pre-procesamiento:

- **geogrid.exe:** Tiene como objetivo definir el o los dominios de simulación en la grilla, así como también interpolar los datos geográficos, usos de suelo, fracción de vegetación, albedo, etc. dentro del dominio de simulación. Para tal fin, este ejecutable se orienta de un archivo llamado **namelist.wps**, en éste último se elige el tipo de proyección que se usará por ejemplo para nuestra zona de estudio se emplea la proyección **mercator**, también se configura el centro del dominio que vamos a ejecutar, entre otras variables de alta importancia.

- **ungrib.exe**: Este programa tiene el propósito de convertir los datos meteorológicos que están inicialmente en un formato GRIB (GRIB1 o GRIB2) a un formato que el modelo WRF-Chem pueda leerlos.
- **metgrib.exe**: Este es el último ejecutable en la parte del pre-procesamiento, y tiene por objetivo interpolar horizontalmente los datos meteorológicos dentro del dominio de simulación, las salidas que este programa arroja sirven como entradas para el WRF y WRF-Chem.

Procesamiento:

- **real.exe**: Este ejecutable realiza la interpolación vertical de los archivos procedentes del programa metgrid.exe, además define las condiciones de frontera de los dominios configurados en el namelist.wps. Durante su ejecución se crean los archivos: **wrfinput_d0*** y **wrfbdy_d0***, y tantos dominios como haya en la simulación.
- **mlv.ncl**: Este es un programa esencial que considera componentes químicas; su nombre se debe a las iniciales de sus creadores (Ángel García Muñoz, Arturo Lomas y Ángel Vara Vela). El lenguaje que usa es el NCAR Command Language (NCL) y tiene por objetivo acoplar los datos químicos de emisión dentro de la grilla del dominio de simulación. Este programa reemplaza al original (PREP_CHEM_SRC) que se creó para procesar los datos químicos. Finalmente, proporciona el archivo **wrfchemi_d01.nc**.
- **wrf.exe**: La función de este ejecutable es realizar la integración numérica del modelo y como resultado se obtiene el archivo **wrfout_d0*** por cada dominio que se haya configurado. Este es el programa que exige más recursos computacionales y el que más tiempo tarda.

3.3. Configuración para el preprocesamiento

Para realizar la parte del WPS (Pre-processing System WRF) o pre-procesamiento, necesitamos configurar un archivo que lleva por nombre **namelist.wps**, en el cuadro 3.1 podemos encontrar las principales configuraciones para la presente investigación.

Cuadro 3.1: Características del dominio y condiciones de contorno usado

Tamaño de grilla	18 km
Centro del dominio	(-12.0 , -73.5)
Número de puntos en x	90
Número de puntos en y	100
Número de puntos en z	32
Frecuencia de las condiciones de contorno	6h
Campos meteorológicos	FNL 1°x1°
Paso de tiempo	90 s
Periodo de simulación	4 meses

En la figura 3.2 podemos apreciar el área completa de 18kmx18km de resolución espacial que cubre casi toda la región del Perú, una parte de Brasil, una pequeña región de Chile y Bolivia y parte del océano Pacífico.

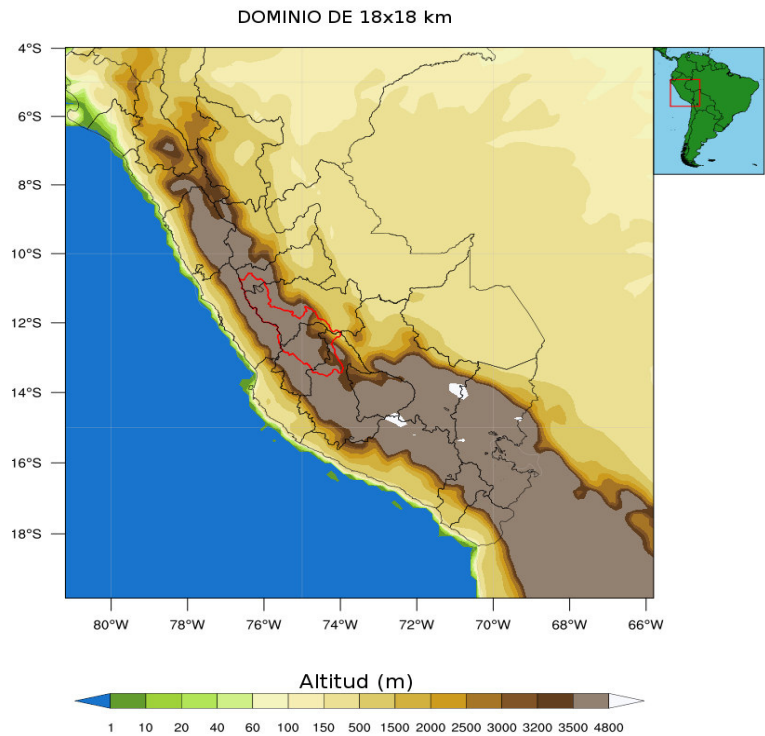


Figura 3.2: El polígono delimitado por el color rojo muestra la zona que comprende la cuenca del mantaro, los colores en la barra indican las variaciones de las altitudes.

3.4. Configuración para el procesamiento

Con respecto a los esquemas físicos y químicos usados en el modelo se muestran en el cuadro 3.2.

Cuadro 3.2: Parametrizaciones físicas y químicas

Proceso atmosférico	Opción namelist	Opción WRF-Chem
Radiación de onda larga	4	RRTMG
Radiación de onda corta	4	RRTMG
Capa superficial	1	Monin-Obukhov
Superficie terrestre	1	Noah
Capa límite planetaria	7	ACM2
Cúmulus	3	Grell-Freitas
Microfísica	2	Lin (Purdue)
Química de la fase gaseosa	2	RADM2
Módulo de aerosoles	2	MADE-SORGAM
Fotólisis	2	Fast-J

Con respecto a la parametrización para la radiación de onda corta y larga se usó el esquema Rapid radiation transfer model para modelos de circulación general (**RRTMG**), que tiene como objetivo estimar con mayor precisión los flujos radiativos y velocidades de enfriamiento. Además, este esquema utiliza el método de aproximación de correlación-k para el cálculo de transferencia de radiación [Price et al. \(2014\)](#), lo que permite una mayor precisión y eficiencia computacional. Para la capa superficial se usó el esquema **Monin-Obukhov** que se basa principalmente en la teoría de la similaridad para establecer una relación entre los coeficientes de difusión y la energía cinética turbulenta [Hill \(1989\)](#); la superficie terrestre se parametrizó con el esquema **Noah**, el cual contempla, entre los procesos físicos, la evaporación de agua directamente del suelo, de las superficies con agua, la evapotranspiración de la vegetación y los flujos de calor con el suelo y la superficie vegetal (Turbulent Heat Flux), procesos importantes en estudios de balance hídrico. Por lo que corresponde a la capa límite planetaria, se usó el esquema **ACM2** [Pleim \(2007\)](#) que incluye un componente de difusión Eddy de primer orden además del transporte no local explícito del esquema original ACM1. Esta modificación está diseña-

da para mejorar la forma de los perfiles verticales cerca de la superficie. Por otro lado, para modelar las nubes se empleó la parametrización de convección de **Grell-Freitas** (GF) en la cual el flujo de masa de la base de la nube varía cuadráticamente en función de la fracción de corriente ascendente convectiva en el modelo global no hidrostático [Fowler et al. \(2016\)](#). Para la microfísica el esquema de **Purdue-Lin** es relativamente sofisticado en el modelo WRF. El mismo incluye seis clases de hidrometeoros: 1) vapor de agua; 2) agua de la nube; 3) incursión; 4) hielo en la nube; 5) nieve; y 6) graupel. El esquema es muy adecuado para cálculos masivamente paralelos ya que no hay interacciones entre los puntos de la grilla horizontal [Mielikainen et al. \(2016\)](#).

En cuanto a la parte química, para la parte gaseosa se usó el modelo regional de deposición ácida versión 2 (**RADM2**, por sus siglas en inglés) [Chang et al. \(1989\)](#). Las especies inorgánicas incluidas en el mecanismo RADM2 son 14 especies estables, 4 intermedios reactivos y 3 especies estables abundantes (oxígeno, nitrógeno y agua). El módulo de aerosol usado en la presente tesis se basa en el Modelo Dinámico de Aerosol para Europa (MADE, por sus siglas en inglés) [Ackermann et al. \(1998\)](#), el cual incorpora los aerosoles orgánicos secundarios (Secondary Organic Aerosol Model (SORGAM)) **MADE-SORGAM**, además de incluir la dinámica de aerosoles (nucleación, condensación y coagulación). MADE/SORGAM considera la descripción modal clásica de la distribución diamétrica del aerosol atmosférico a través de tres distribuciones continuas de tipo log-normal (modos Aitken, acumulación y grueso, correspondiente aproximadamente al rango PM₁₀-PM_{2,5}). Finalmente se usó el esquema de fotólisis **Fast-J**, que calcula las tasas de fotólisis en presencia de una mezcla arbitraria de capas de nubes y aerosoles. El algoritmo es lo suficientemente rápido como para permitir que el esquema se incorpore en los modelos de transporte químico global 3-D y tenga tasas de fotólisis actualizadas cada hora [Wild et al. \(2000\)](#).

3.5. Datos de EOA

Uno de los objetivos de la tesis es determinar la influencia del PM_{10} sobre el espesor óptico de aerosoles, para ello se utilizaron como datos de referencia los datos de EOA del fotómetro solar CIMEL ubicado en el observatorio de Huancayo en el periodo de Julio a Octubre del 2017.

En el marco de un convenio de cooperación entre la National Aeronautics and Space

Administration (NASA, EE.UU.) y el IGP, en el observatorio de Huancayo se instaló un fotómetro solar en el 2015, para la medición de aerosoles en el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación (LAMAR), con lo cual el LAMAR pasó a integrar la red mundial AERONET de la NASA.

AERONET (**AE**rosol **RO**botic **NET**work) es una red a nivel mundial, diseñada para el monitoreo de las propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles. La misma cuenta con colaboradores de agencias nacionales, institutos, universidades, científicos individuales y socios en todo el planeta [Holben et al. \(1998\)](#). Durante más de 25 años, el proyecto ha proporcionado bases de datos de dominio público a largo plazo, continuas y fácilmente accesibles de propiedades ópticas, microfísicas y radiativas de aerosoles para la investigación y caracterización de aerosoles así como para la validación de datos satélites. La red impone la estandarización de instrumentos, calibración, procesamiento y distribución [NASA \(2014\)](#).

3.5.1. Observatorio IGP-Huancayo

El tipo de fotómetro solar que se encuentra en el observatorio de Huancayo ($-12,040$; $-75,321$) es CIMEL CE-318 T. Es capaz de medir en 8 longitudes de onda (340, 380, 440, 500, 675, 870, 1020 y 1640 nm). En el caso del estudio de los aerosoles, se emplean normalmente las longitudes de onda de 440 y 500 nm. La longitud de onda de 500 nm tiene una mejor respuesta para partículas grandes (aerosoles marítimos y polvo), mientras que la longitud de onda de 440 nm tiene una mejor respuesta para partículas más pequeñas (biomasa, continental, urbanos).

En la fig. 3.3 podemos apreciar dos fotografías del fotómetro solar que está instalado en el observatorio de Huancayo que pertenece al IGP, en la fig. (a) se observa al fotómetro en posición horizontal y en la fig. (b) se lo ve con vista hacia el cielo; en ambas imágenes, el fotómetro esta en funcionamiento. Algunas de las características de este instrumento son: precisión de conteo digital a escala real $< 0,1\%$, ángulo de dispersión más pequeño (del sol) para mediciones del cielo de 2° , escaneo angular en todo el cielo: $0 - 360^\circ$ en ángulo azimutal y $0 - 180^\circ$ en ángulo cenital [Monitoring \(2018\)](#).

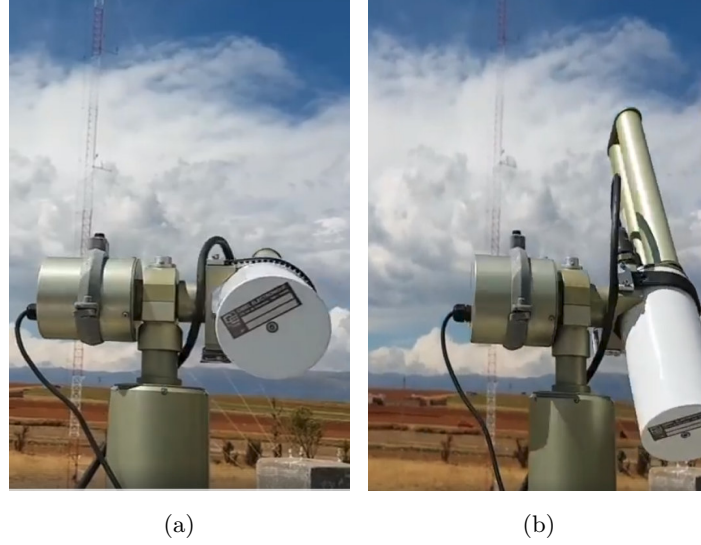


Figura 3.3: Fotómetro solar CIMEL CE-318 T.

El EOA es básicamente una medición de la dispersión y absorción de luz visible por las partículas presentes en una columna vertical de la atmósfera. La lectura del EOA es útil a los efectos de analizar la calidad del aire porque es un valor proporcional a la concentración de partículas presentes en la atmósfera. El fotómetro solar CIMEL recurre a la ley de Lambert-Beer para calcular el espesor óptico total $\tau(\lambda)$ como se muestra en la ecuación (3.5.1).

$$\tau(\lambda) = \frac{1}{m_o} \ln\left(\frac{F(\lambda)}{\rho^{-2} F_o(\lambda)}\right) \quad (3.5.1)$$

Donde:

τ : es el espesor óptico total

F : es el lujo solar directo a nivel del suelo

F_o : es el flujo extraterrestre

m_o : representa la relación entre los espesores ópticos en la vertical y en el camino solar

ρ : es el radio vector o distancia relativa entre el Sol y la Tierra

En relación a la ecuación 3.5.1, el espesor óptico total λ se descompone en diferentes contribuciones de varios atenuadores, según la región espectral de estudio. Estas contribuciones están dadas por:

$$\tau(\lambda) = \tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda) + \tau_{o_3}(\lambda) + \tau_w(\lambda) + \tau_{no_2}(\lambda) \quad (3.5.2)$$

Donde:

$\tau_a(\lambda)$: es el espesor óptico de aerosoles (EOA)

$\tau_R(\lambda)$: es el espesor óptico de Rayleigh

$\tau_{o_3}(\lambda)$: representa la contribución al espesor óptico debida a la absorción del ozono

$\tau_w(\lambda)$: es la contribución debido a la presencia de vapor de agua

$\tau_{no_2}(\lambda)$: es la contribución debido a la presencia dióxido de nitrógeno

CAPÍTULO 4

Resultados

En esta sección se muestran los resultados obtenidos con el modelo WRF-Chem, se describen primero las variables meteorológicas con datos reales del NCEP-NCAR que influyen en el fenómeno de la dispersión de aerosoles, luego se muestran los focos de incendios registrados por satélite y finalmente se analizan las salidas del modelo.

4.1. Meteorología

Para comprender como ocurre la dispersión de aerosoles como el PM_{10} es esencial entender el comportamiento de ciertas variables meteorológicas, que en general son las que caracterizan y determinan el medio en que se desarrolla el transporte y la dispersión. Las variables meteorológicas que se analizarán en esta tesis de investigación son:

- Temperatura superficial
- Altura de geopotencial
- Velocidad vertical del viento
- Humedad relativa

Es importante hacer una clasificación de los vientos para conocer cómo se comportan y cuál es su intensidad. En la tabla [4.1](#) se muestra la escala de Beaufort, quién utilizó los valores de 0 a 6 para clasificar la intensidad de los vientos.

Cuadro 4.1: Escala de viento de BEAUFORT (1806). Sistema usado para estimar la velocidad del viento [del Angel Ramos and Sera \(2004\)](#)

Escala	Mínimo (m/s)	Máximo (m/s)	Clasificación
0	0.0	0.2	Calma
1	0.3	3.3	Viento débil
2	3.4	7.9	Viento moderado
3	8.0	13.8	Viento algo fuerte
4	13.9	17.1	Viento fuerte
5	17.2	28.4	Viento violento
6	28.5	+	Borrasca o huracán

La temperatura superficial o temperatura del aire es una propiedad intensiva y se modifica de acuerdo a los procesos de intercambio de radiación entre el Sol y la Tierra, también es una variable muy importante en muchos de los procesos físicos (La ley de Charles menciona que a una presión constante, un aumento en la temperatura disminuye la densidad y este efecto inicia la flotabilidad que da impulso a tantas circulaciones atmosféricas).

En cuanto a la humedad relativa, ésta indica cuán próximo está el aire al punto de saturación, por ejemplo un valor de 70 % indica que el aire contiene dicho porcentaje de vapor de agua si estuviera saturado. Una característica importante del vapor de agua en la atmósfera es que almacena una inmensa cantidad de energía en forma de calor, es por ello que la humedad relativa y la temperatura del aire están relacionadas, del mismo modo la combinación de apropiadas condiciones de temperatura y humedad relativa podrían contribuir a acelerar la propagación de un incendio. Si la humedad relativa es baja, los combustibles finos (pasto) tienden a secarse más rápido y consecuentemente arderán con mayor facilidad.

Los mapas de altura geopotencial por su parte muestran las características de la circulación general del aire, mientras la velocidad vertical influye en el descenso o ascenso de las partículas.

La figura [4.1](#) contiene el promedio de la temperatura superficial del periodo de julio a octubre de 2017, como se puede observar los valores promedios oscilan entre los 17,5 y

15,5 °C sobre el centro del Perú donde se encuentra enclavada la cuenca del río Mantaro, esta temperatura garantiza una densidad del aire de aproximadamente $0,84\text{mg}/\text{m}^3$, muy por debajo de la densidad estándar ($1,225\text{kg}/\text{m}^3$) por lo que la flotabilidad de los aerosoles disminuye.

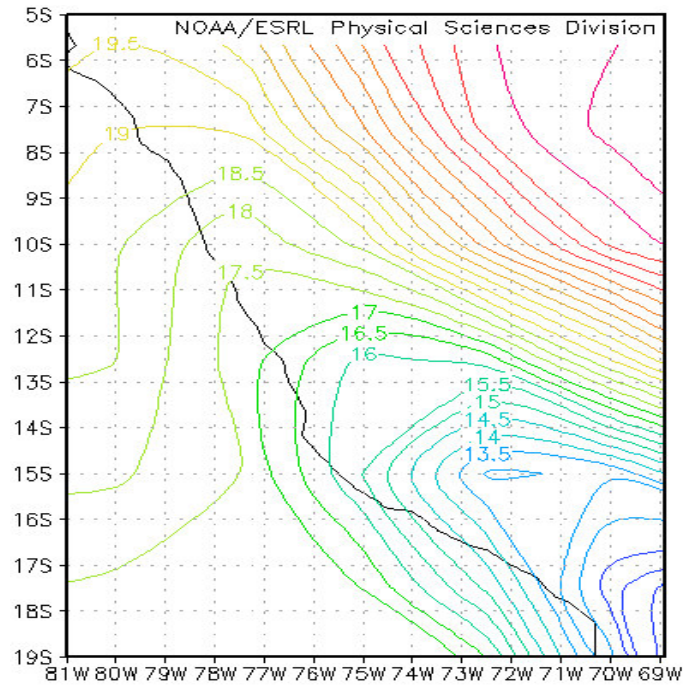


Figura 4.1: Promedio de temperatura para el periodo de julio a octubre de 2017 con datos de reanálisis de la NOAA.

En la figura 4.2 se muestra el promedio de la humedad relativa durante el periodo de julio a octubre de 2017, como se puede observar los valores promedios oscilan entre el 80 y el 85 % en el centro del Perú, es decir, valores relativamente altos. Este factor no es favorable a la ocurrencia de incendios forestales por lo que se infiere que la mayoría de los incendios fortuitos ocurre en horas del medio día cuando se registran los valores mínimos de humedad relativa.

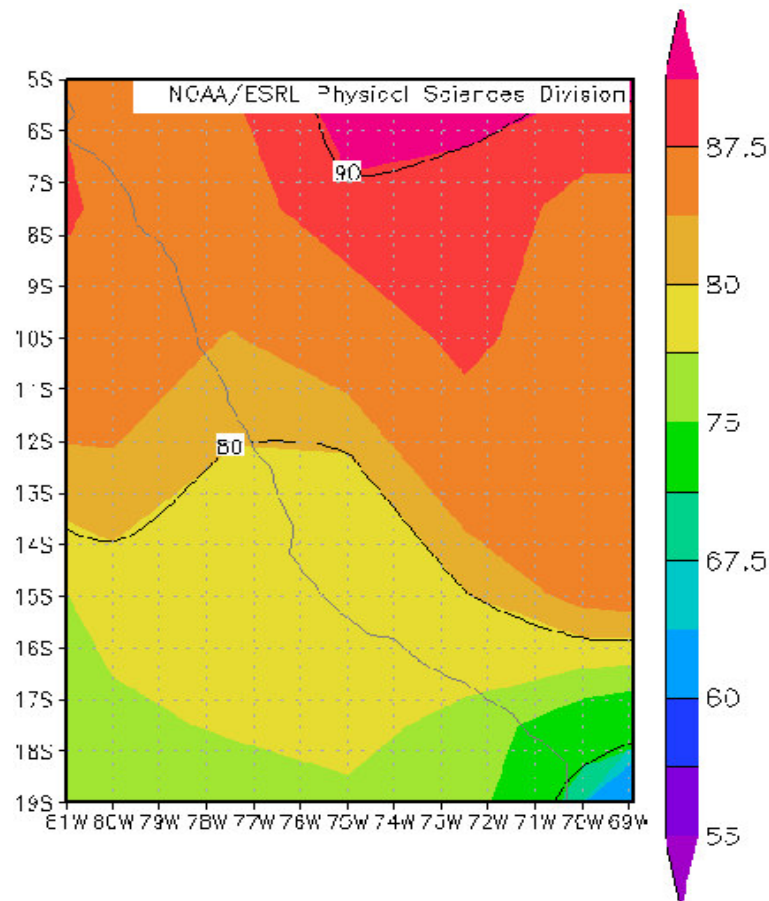


Figura 4.2: Promedio de humedad relativa para el periodo de julio a octubre de 2017, cuyos valores fueron obtenidos de los datos de reanálisis de la NOAA.

En la figura 4.3 se muestra el campo de altura geopotencial a 700 hPa (nivel bajo), es el promedio para el periodo de julio a octubre de 2017. Se caracteriza por una débil influencia de la dorsal del anticiclón del Atlántico sur, y aun más débil del anticiclón del Pacífico sur. Hacia Chile y Argentina hay una vaguada que esta asociada a los frentes fríos que el cono sur de América del Sur, la circulación del aire es débil sobre Perú.

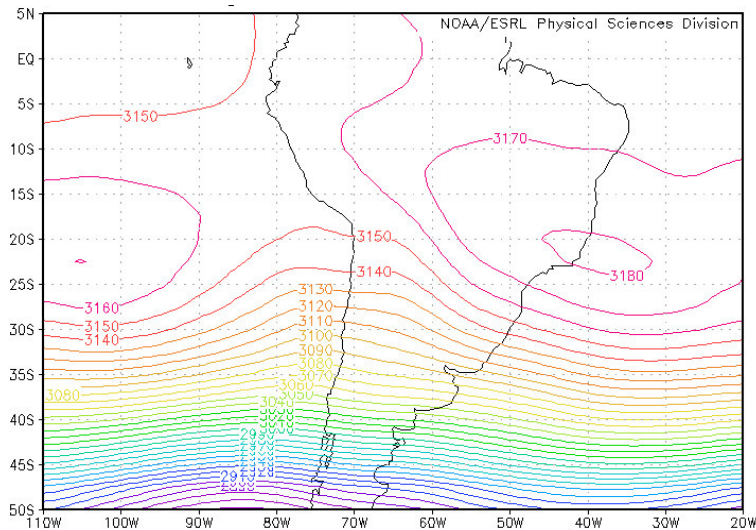


Figura 4.3: Promedio de altura geopotencial a 700 mbar para el periodo de julio a octubre de 2017, sus valores fueron obtenidos de datos de reanálisis de la NOAA. Los números representan los valores de las presiones.

En los niveles más altos de la atmósfera (200 hPa) y como se puede apreciar en la figura 4.4 hay un flujo general proveniente del oeste y también se aprecia la alta de Bolivia (12450 hPa) que es un centro de altas presiones, el cual garantiza poca lluvia en verano.

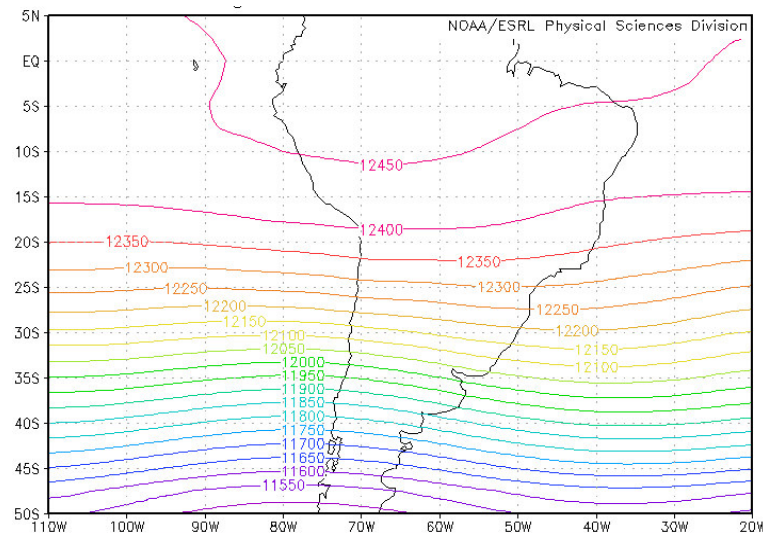


Figura 4.4: Promedio de altura geopotencial a 200hPa para el periodo de julio a octubre de 2017, sus valores fueron obtenidos de datos de reanálisis de la NOAA. Los números representan los valores de las presiones.

En la figura 4.5 se observa que sobre la zona central de Perú predomina movimientos

ascendentes del aire, lo cual favorece una disminución de las concentraciones de aerosoles en los niveles bajos, próximos a la superficie.

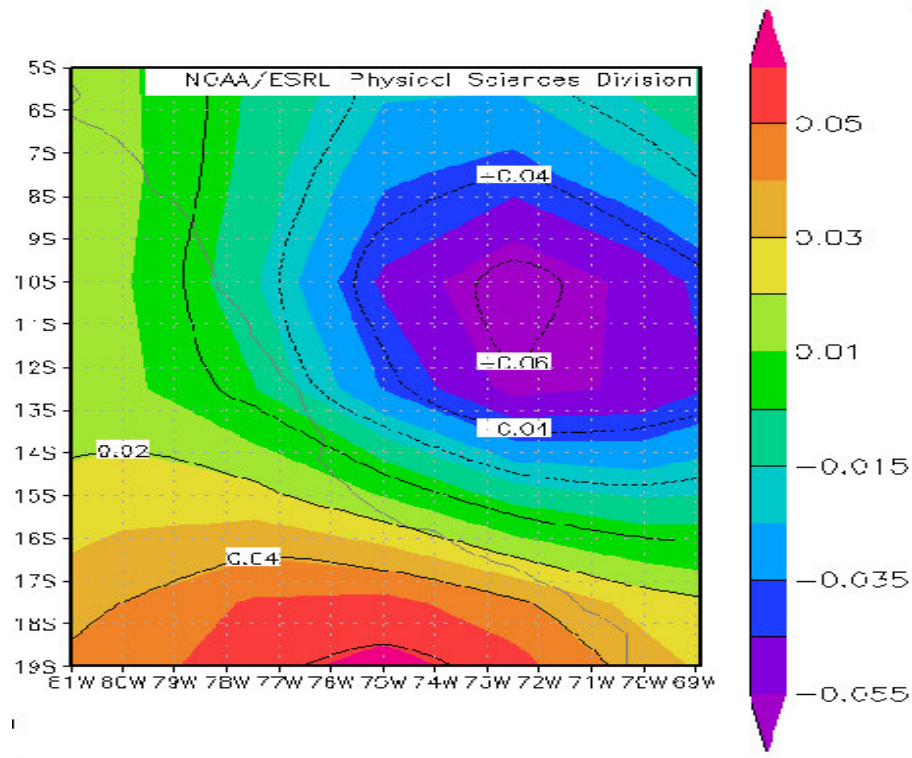


Figura 4.5: Promedio de velocidad vertical del viento para el periodo de julio a octubre de 2017 cuyos valores fueron obtenidos de datos de reanálisis de la NOAA.

4.1.1. Resultados WRF-Chem para la meteorología

Evaluando el comportamiento de tres variables meteorológicas, humedad relativa, temperatura del aire y viento se puede comprender mejor cómo se comportarán los aerosoles al ser emitidos como producto de la quema de biomasa. En el cuadro 4.2 se puede observar las variaciones máximas y mínimas durante el periodo de estudio para las variables antes mencionadas producidas por el modelo WRF-Chem sobre la región de estudio en el observatorio de Huancayo que pertenece al IGP.

Se puede apreciar que la variable temperatura, ha sido subestimada, al menos en la región de estudio, esto es consecuencia del modelo de elevación digital que usa el WRF-Chem, y dado que la estación de evaluación se encuentra en una región muy accidentada, las variables no se resuelven adecuadamente, es decir, el WRF-Chem tiende a subestimar en algunos casos o sobre-estimar en otros.

Con respecto a la humedad relativa, se encontraron los valores más altos durante los meses de julio y agosto de 2017, entre un 88,7% y un 86,5% respectivamente. Estos valores son coherentes al contrastarlos con los valores de temperatura, pues éstas dos variables tienen relación inversa, esto quiere decir que cuanto mayor es el valor de la humedad relativa menor será el valor de la temperatura. No obstante es importante señalar que los valores máximos de humedad relativa del modelo son similares a los valores medios diarios mostrados en la figura 4.1 por lo que se puede concluir que el modelo también subestima el contenido de vapor de agua. De lo anterior se puede inferir que el modelo está sobre-estimando la flotabilidad de las partículas.

Respecto a la velocidad del viento, dada la orografía compleja y ondulante de la zona de estudio los vientos alcanzaron un valor máximo de 4 m/s lo que se considera vientos moderados en la escala de Beaufort en el mes de julio, y se registró un valor mínimo de 0,4 m/s lo que se considera viento débil en la escala de Beaufort en el mes septiembre, según los resultados obtenidos con el modelo. Esto refleja que los vientos son sensibles a variar frente a una montaña por ejemplo, además estos también podrían incrementar su intensidad entre dos valles al formar un túnel de viento. Estos valores además se corresponden con el campo de altura geopotencial real mostrado en la figura 4.3.

Cuadro 4.2: Valores de variables meteorológicas para el observatorio de Huancayo producidas por el modelo.

MES	JULIO		AGOSTO		SEPTIEMBRE		OCTUBRE	
	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN
HR (%)	88.7	48.4	86.5	25.7	84.7	59.5	84.8	33.2
TEMP. (°C)	7.3	4	7.7	5.7	9.1	0.8	9.7	6.8
Veloc. viento (m/s)	4	1.5	3.3	1.7	3.5	0.4	3.2	1.5

4.2. Focos de fuego sobre la zona de estudio

En la figura 4.6 se puede observar la distribución de los focos por meses sobre la zona de estudio. Como se puede apreciar aparecen focos sobre el Perú, Brasil y Bolivia que se van incrementado desde el mes julio hasta el mes de septiembre, disminuyendo a partir del mes octubre, nótese que sobre Perú, el mayor número de focos se encuentra sobre la ceja de selva del centro.

Distribución de focos observados por satélite sobre el área de estudio

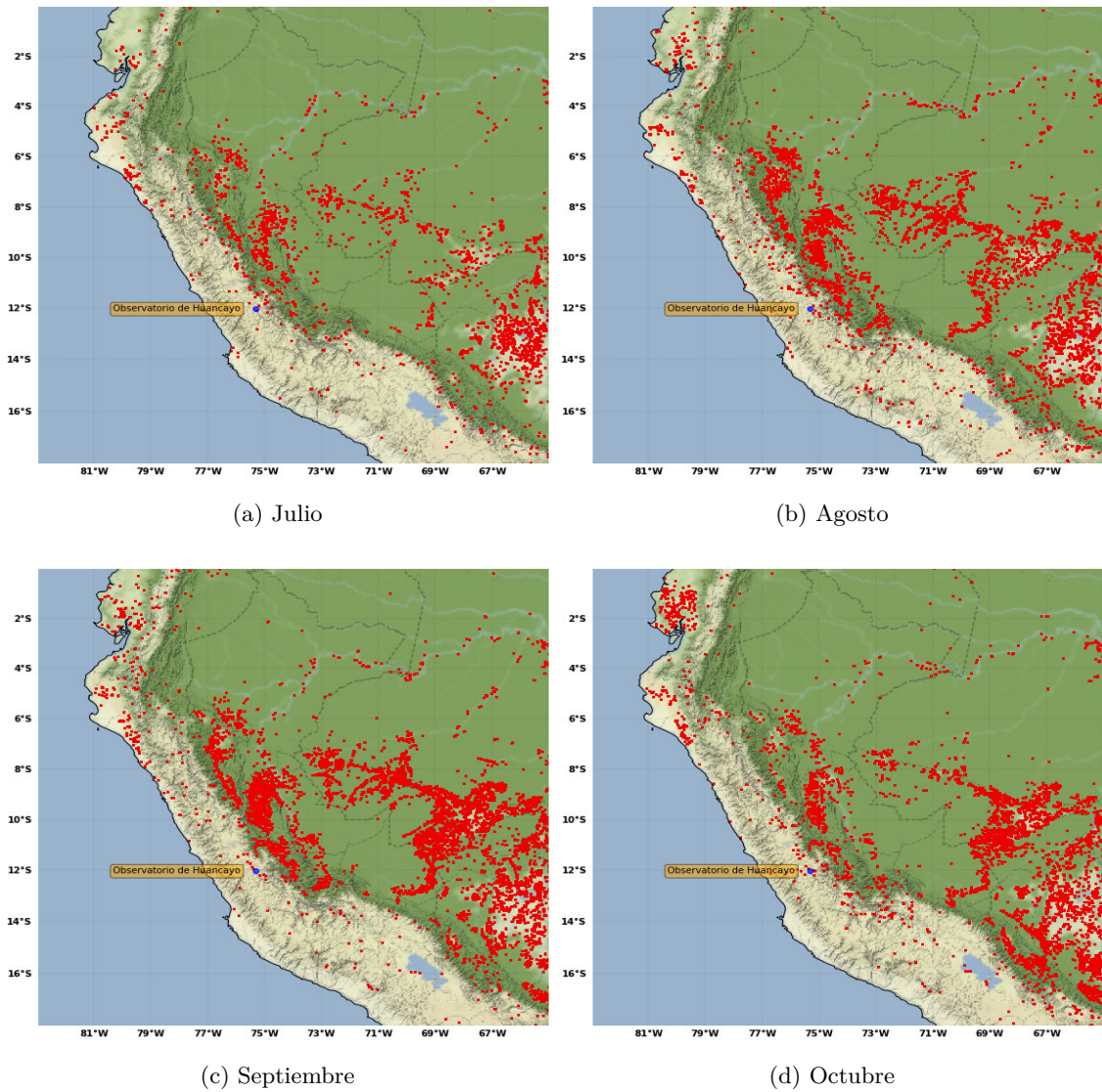


Figura 4.6: Cantidad de focos observados durante cada uno de los meses correspondientes al periodo y al dominio de estudio.

Lo visto anteriormente se corresponde con la distribución del espesor óptico de aerosoles sobre el observatorio de Huancayo. Como se puede apreciar en figura 4.7 el espesor óptico de aerosoles se incrementa desde julio hasta agosto en correspondencia con la cantidad de focos. Esta correlación (**0.77**) se aprecia además entre la segunda mitad del mes de septiembre y el mes de octubre. Para la segunda mitad de agosto y la primera mitad de septiembre esta concordancia se debilita por lo que se puede inferir que los incendios en este periodo ocurrieron en zonas alejadas al observatorio y no influenciaron

sobre el espesor óptico de aerosoles en el punto de observación. No obstante la figura 4.7 demuestra que definitivamente el volumen de quema de vegetación influye, en forma determinante, en el espesor óptico de aerosoles sobre la ciudad de Huancayo. También, se observa un desfase entre el EOA y el número de focos, esto se debe a la lejanía entre el fotómetro y los focos. De ahí la importancia de haber contemplado las condiciones meteorológicas (dirección y velocidad del viento) en el periodo de estudio.

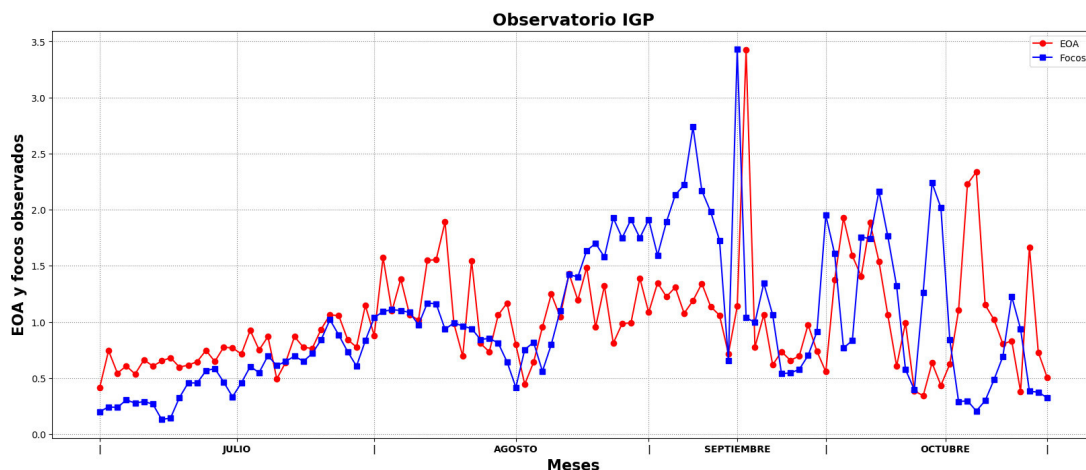


Figura 4.7: Curvas normalizadas correspondientes a la concentración del número de focos de incendios registrados por satélite (línea azul) y el espesor óptico de aerosoles EOA (línea roja) detectado por el observatorio de Huancayo.

4.2.1. Dispersión de PM_{10}

La figura 4.8 muestra la concentración de PM_{10} para cada uno de los meses estudiados pronosticados por el modelo sobre la zona de estudio. Como se puede apreciar las concentraciones mayores se corresponden con las zonas donde se encuentran la mayor cantidad de focos, según la figura 4.6 los valores mas altos oscilan alrededor de $10\mu g/m^3$, y las áreas mas amplias con estos valores se observan en el mes de septiembre. En el mes de julio las áreas mas amplias de PM_{10} tienen valores de hasta $3,5\mu g/m^3$, con algunos núcleos que superan los $10\mu g/m^3$. En el mes de agosto los niveles se incrementan al igual que las áreas con concentraciones superiores a $10\mu g/m^3$, las cuales alcanzan su mayor amplitud en septiembre, disminuyendo en el mes de octubre.

Sobre Perú las mayores áreas con valores superiores a $10\mu g/m^3$ se observan en el mes de agosto y septiembre, fundamentalmente sobre la ceja de selva. Sobre el departamento

de Junín, los valores mas elevados de PM_{10} se localizan en la región circunscrita por la latitud $8^{\circ}S$ a $12,5^{\circ}S$ y longitud $72^{\circ}W$ hasta $76^{\circ}W$, también en agosto y septiembre oscilando desde valores cercanos a $2,5\mu g/m^3$ en la zona de la cuenca del río Mantaro hasta valores superiores a $10\mu g/m^3$ en la zona de selva.

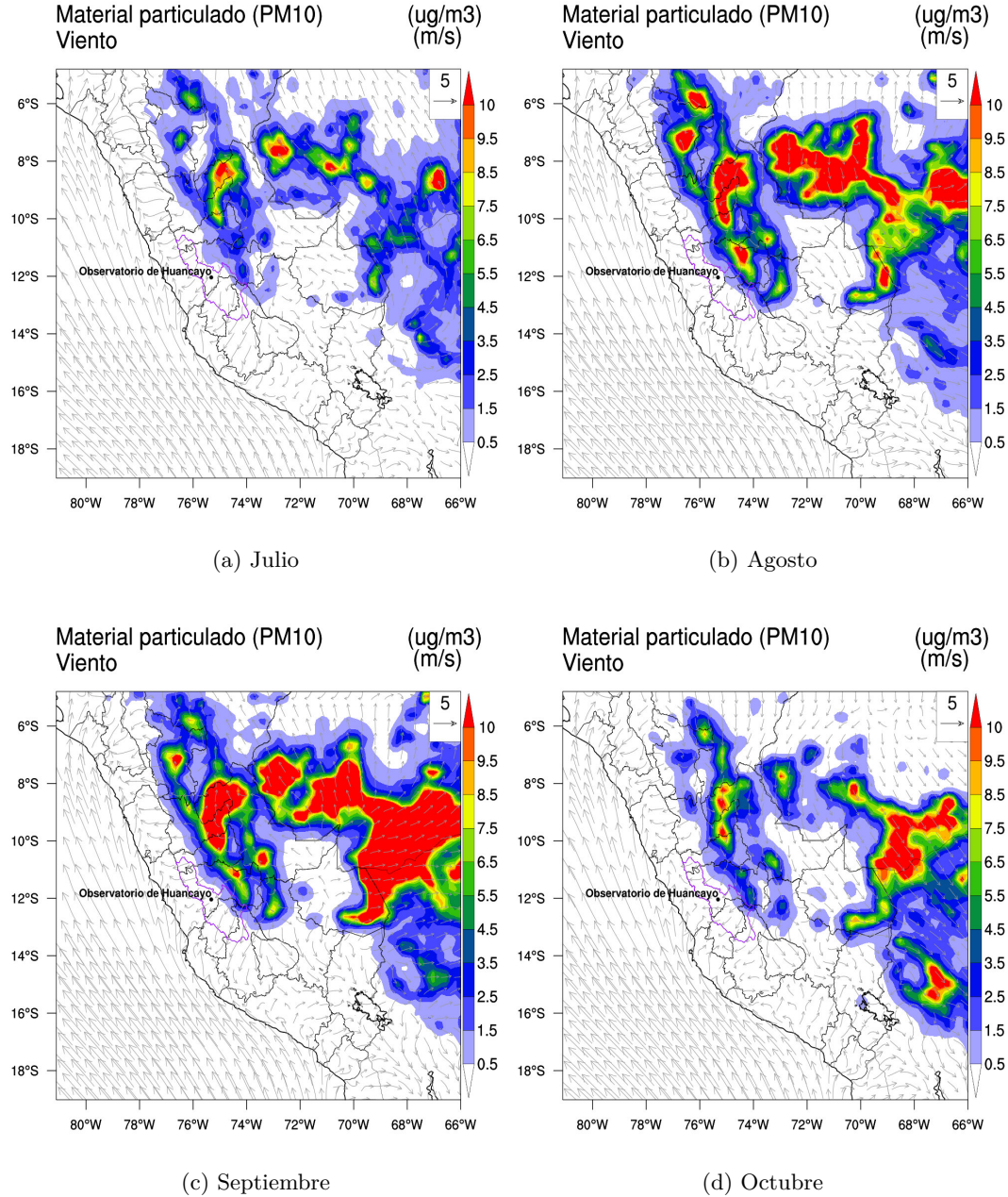


Figura 4.8: Dispersión de PM_{10} .

En la figura 4.9 se muestran los niveles de concentraciones de PM_{10} obtenidos con el modelo sobre el observatorio de Huancayo. Se puede observar que, desde la segunda

mitad del mes de julio y la primera mitad del mes de agosto, ocurre un incremento en las concentraciones del aerosol, alcanzando valores por encima de los $0,6\mu g/m^3$. Durante la segunda mitad de agosto e inicios de septiembre, las concentraciones alcanzaron los valores más altos, llegando a niveles de hasta $1,5\mu g/m^3$ aproximadamente. En el mes de octubre, el valor más elevado fue cercano a $1\mu g/m^3$. De manera que las concentraciones más elevadas se obtuvieron entre la segunda mitad de agosto y la primera mitad de septiembre.

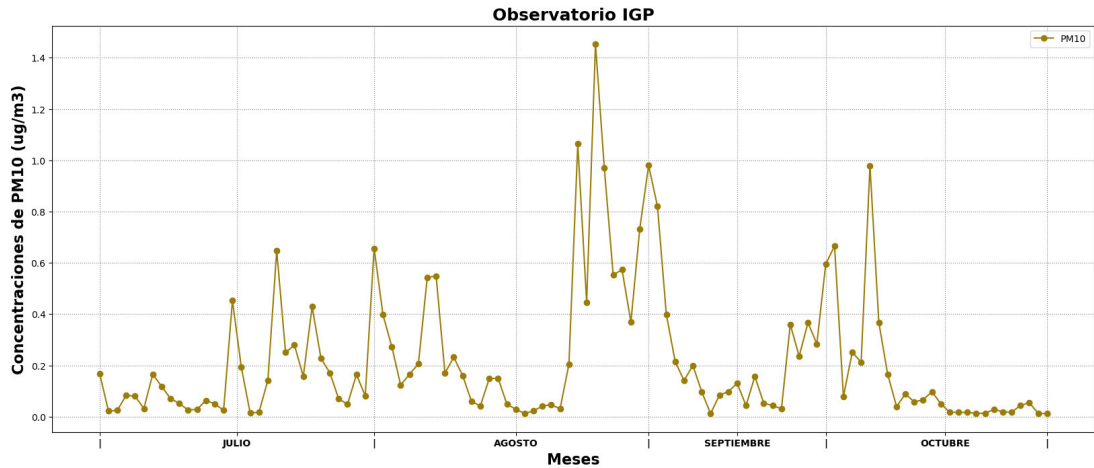


Figura 4.9: Serie temporal del material particulado PM_{10} sobre el observatorio de Huanayo, valores pronosticados por el modelo.

Las figuras 4.10-4.13 muestran las concentraciones promedio de PM_{10} obtenidas por el modelo para cada mes y para los siguientes horarios: 1:00 am (06 UTC), 7:00 am (12UTC), 1:00 pm (18UTC) y 7:00 pm (00UTC). En la figura 4.10 se muestran los resultados para el mes de julio, y se observa que los máximos niveles de concentración ocurren alrededor de las 7:00 am, alcanzando valores superiores a $10\mu g/m^3$ en muchos puntos del dominio mientras que los valores mínimos se registran a la 1:00 pm con valores máximos incluso inferiores a $3,5\mu g/m^3$.

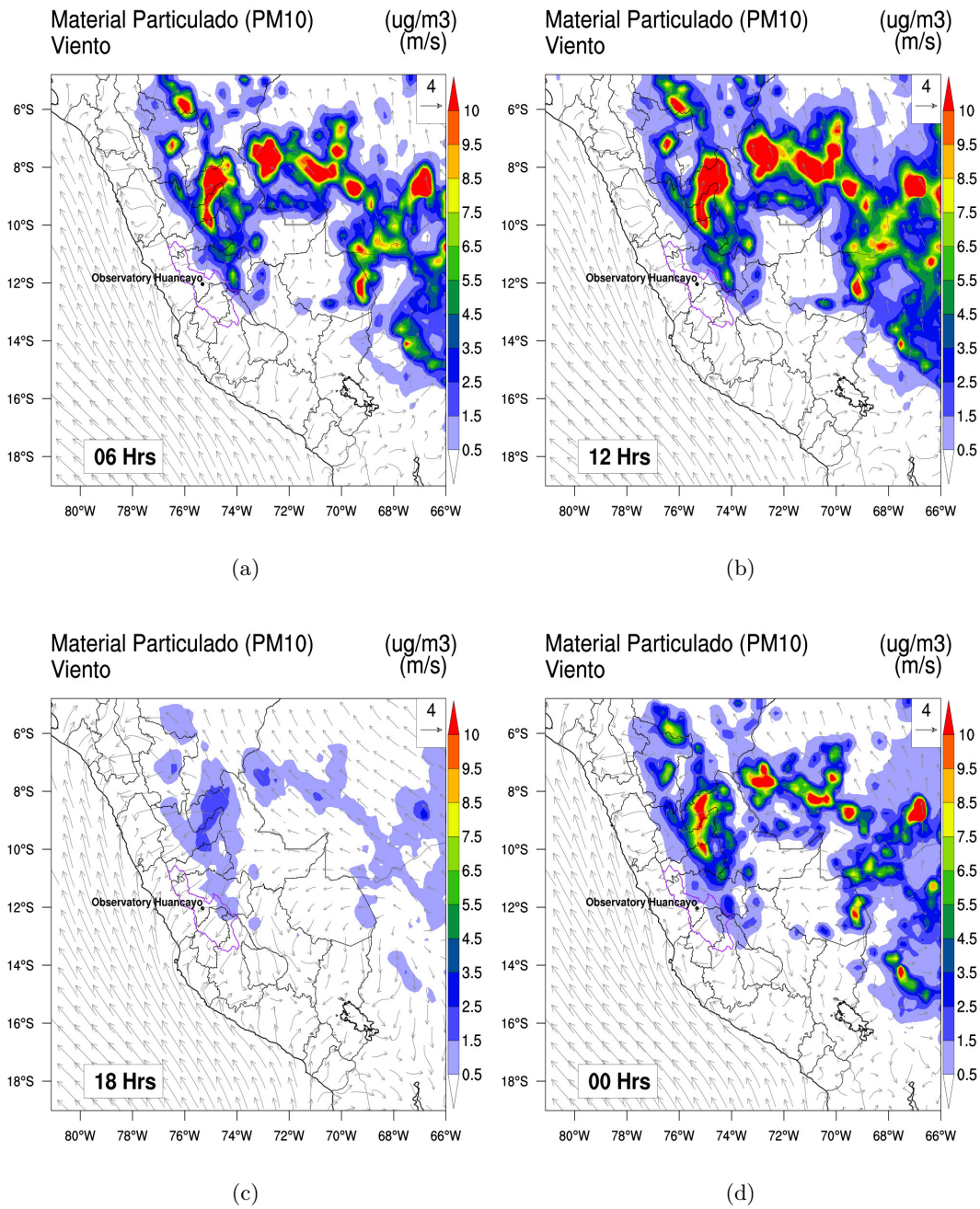


Figura 4.10: Promedios del material particulado y vientos mensuales para el mes de julio.

En la figura 4.11 se muestran los resultados para el mes de agosto, observándose que los niveles máximos de concentración ocurren alrededor de la 1:00 am, y alcanzan valores superiores a $10\mu\text{g}/\text{m}^3$ en muchos puntos del dominio; mientras que los valores mínimos se registran a la 1:00 pm con valores máximos inferiores a $4,5\mu\text{g}/\text{m}^3$, es decir que en

agosto los valores del material particulado, a dicha hora, son superiores a los obtenidos para septiembre, también las áreas con valores superiores a $10\mu\text{g}/\text{m}^3$ son mas amplias en comparación con el mes de julio.

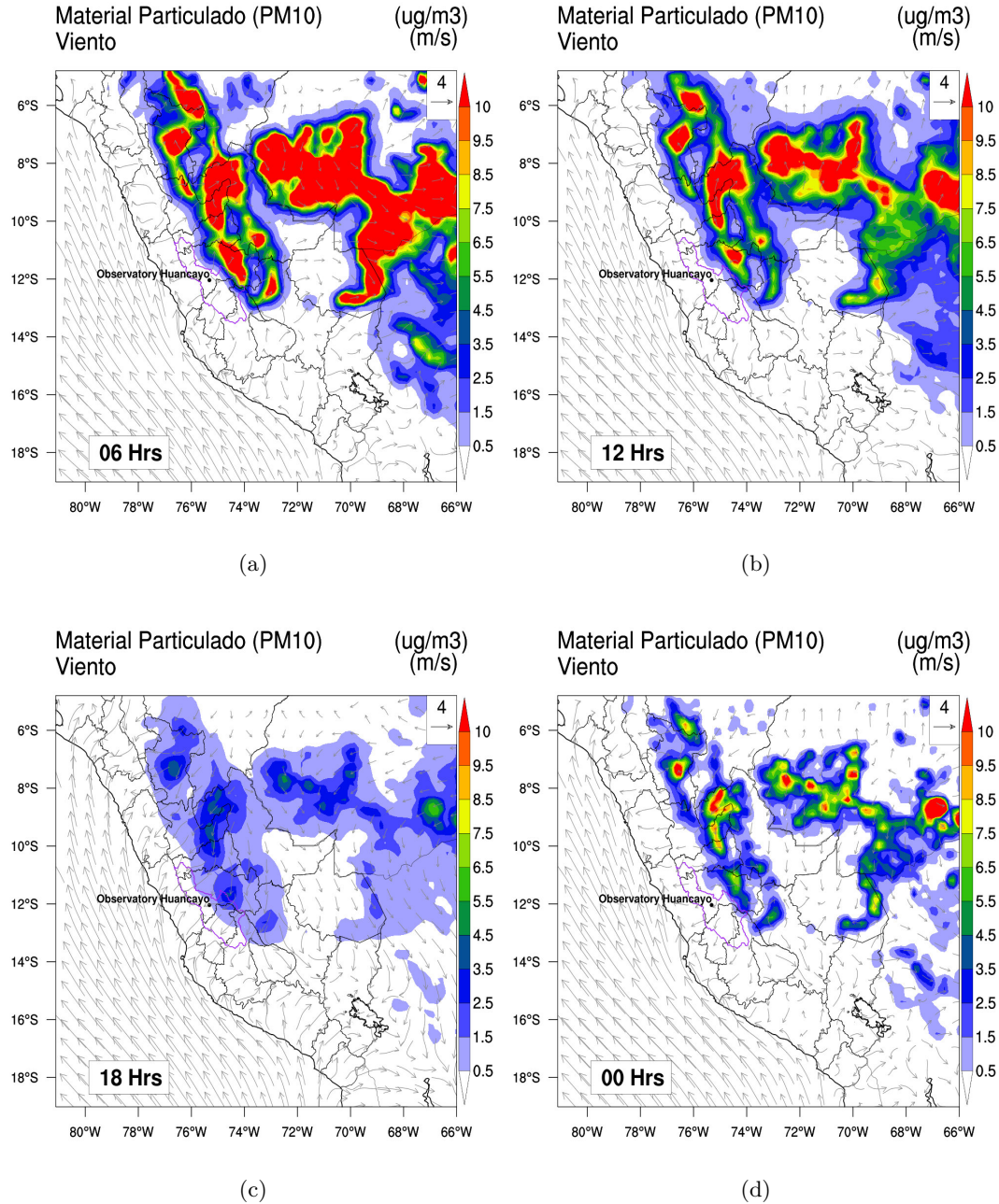


Figura 4.11: Promedios del material particulado y vientos mensuales para el mes de agosto de 2017.

En la figura 4.12 se muestran los resultados para el mes de septiembre de 2017, se observa

que a la 1:00 am, las áreas superiores a $10\mu g/m^3$ son incluso más amplias que durante el mes de agosto, mientras que los valores mínimos ocurren alrededor de la 1:00 pm, con valores máximos inferiores a $6,5\mu g/m^3$, es decir con valores superiores a los registrados para este mismo horario en los meses de julio y agosto de 2017.

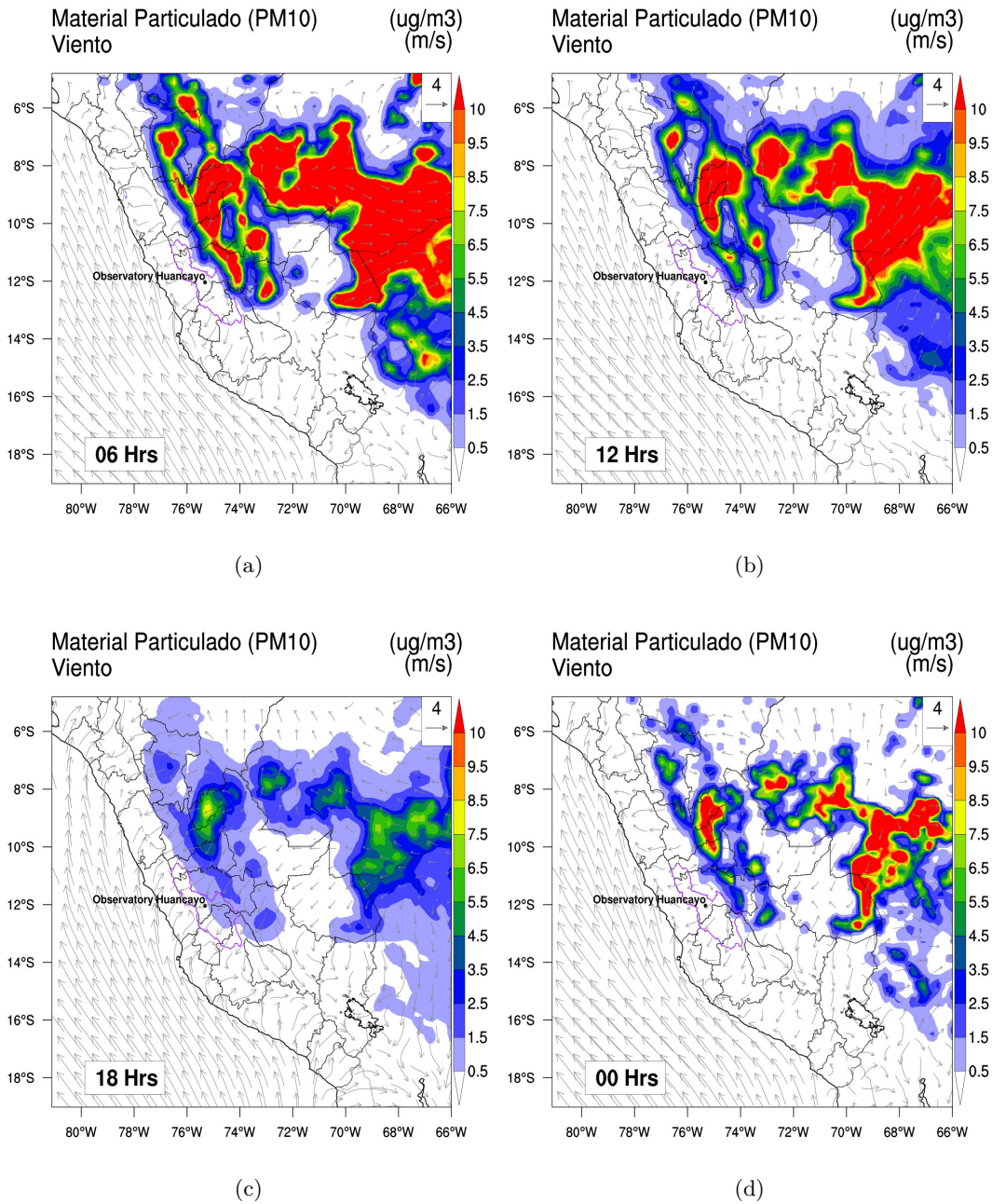


Figura 4.12: Promedios del material particulado y vientos mensuales para el mes de septiembre de 2017.

En la figura 4.13 se muestran los resultados de los niveles del PM_{10} para el mes de octubre, y se observa que las concentraciones disminuyen con respecto al mes de septiembre, pero se siguen manteniendo áreas con valores cuyos niveles superan los $10\mu g/m^3$, a la 1:00 am principalmente. Por otro lado, los valores mínimos ocurren también alrededor de la 1:00 pm con valores máximos inferiores a $2,5\mu g/m^3$, es decir mucho menores que en los meses anteriores.

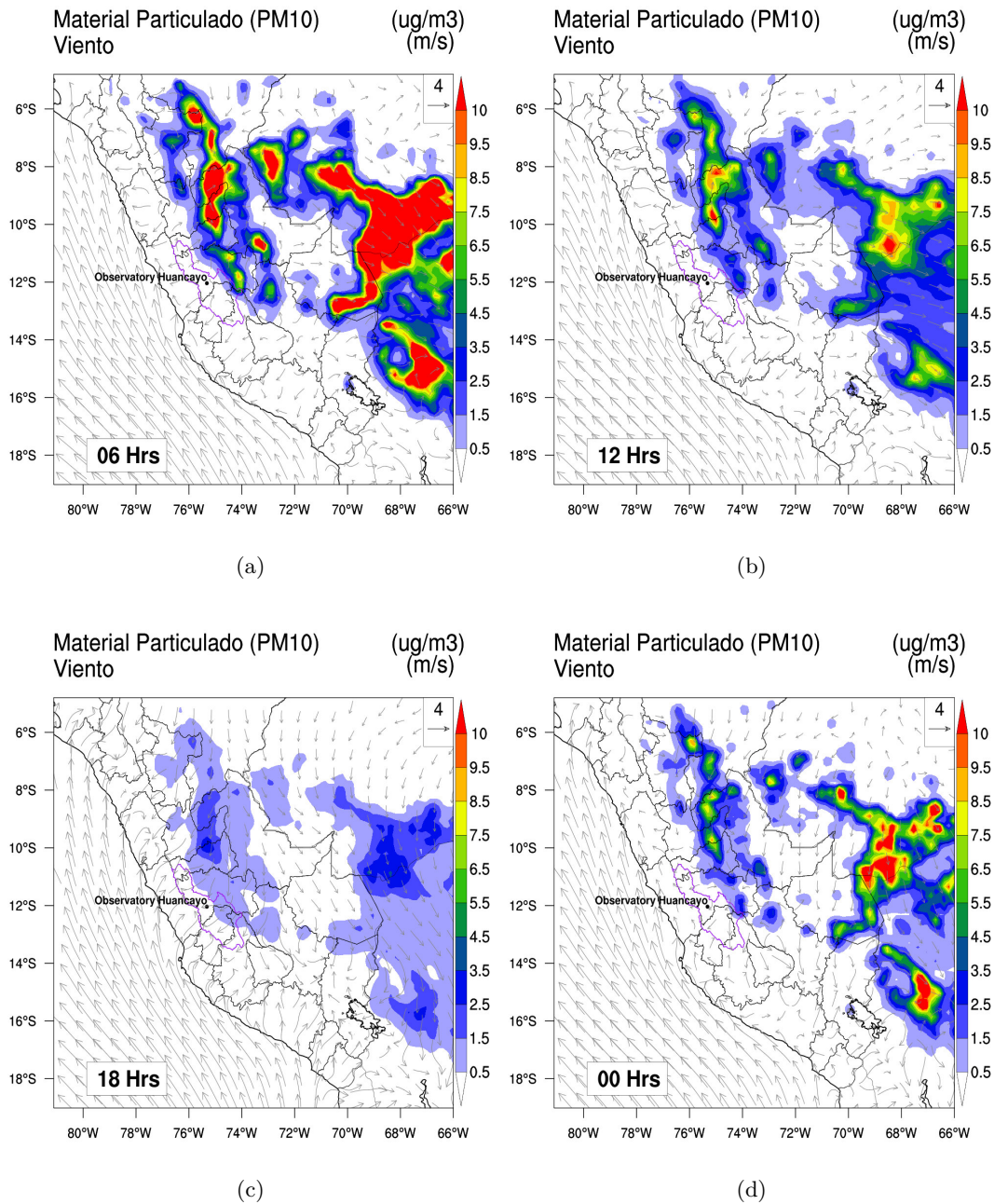


Figura 4.13: Promedios del material particulado y vientos mensuales para octubre.

La causa por la cual los valores de máxima concentración se registran durante los horarios de madrugada, está relacionada con el periodo de estabilidad de la atmósfera donde predomina mayormente, la subsidencia, que propicia altas concentraciones en zonas cercanas a la superficie durante el día con el incremento de la radiación solar y el calentamiento de la capa más próxima a la superficie. El incremento de la inestabilidad propicia contrariamente, una disminución de las concentraciones en los niveles cercanos a la superficie; nótese además que en los meses de agosto y septiembre hay una continuidad en la zona con valores mas altos de concentración entre Brasil y Perú, lo cual sugiere que partículas provenientes de Brasil llegan al Perú como resultado del transporte de aerosoles. Sobre el observatorio de Huancayo, los valores de PM_{10} obtenidos con el modelo se corresponden en gran medida con el número total de focos como se aprecia en la figura 4.14 obteniéndose una correlación de 0.65. Nótese que cuando hay un incremento en la cantidad de focos registrados (segunda mitad del mes de julio, primera mitad de agosto y primera mitad del mes de octubre), también hay un incremento en la concentración de PM_{10} . De igual manera, los valores bajos de PM_{10} se corresponden con una disminución en el número de focos, como ocurre a mediados de los meses de agosto y septiembre, fundamentalmente.

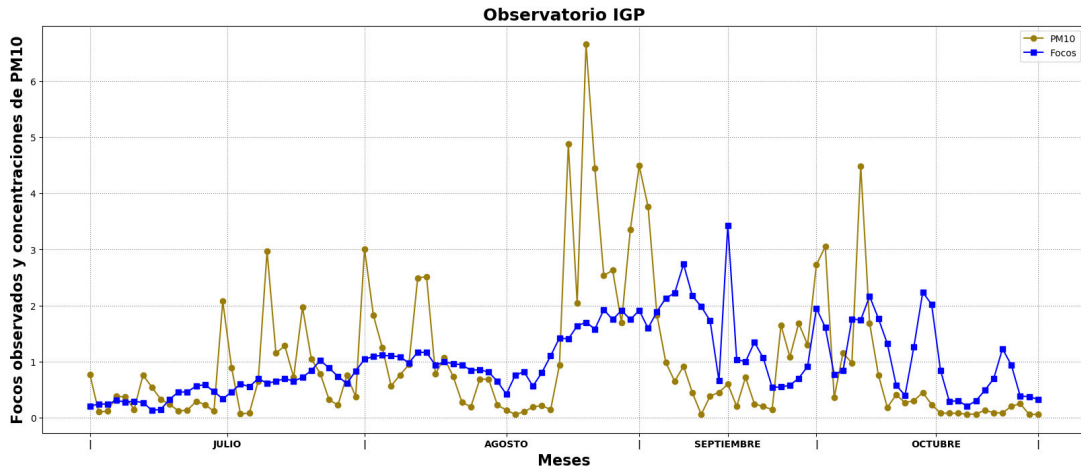


Figura 4.14: Curvas normalizadas que permiten la comparación entre la cantidad de focos observados (línea azul) y el PM_{10} pronosticado por el modelo (línea verdosa) para el periodo en estudio.

En la figura 4.15 se observa la relación entre le PM_{10} y el espesor óptico de aerosoles registrados en el observatorio de Huancayo, éstas variables tuvieron un coeficiente de

correlación de 0.57. En este caso se observa un incremento del PM_{10} hacia el mes de agosto que se corresponde con un incremento paulatino del EOA, el cual adquiere su máximo valor en la primera decena del mes de agosto, disminuyendo a partir de mediados de ese mes al igual que la concentración de PM_{10} y el número de focos observados en la figura 4.14. Durante la primera mitad de septiembre, el EOA no responde suficientemente al incremento de las concentraciones del material particulado, sin embargo en la primera mitad del mes de octubre, se nota nuevamente un incremento de los niveles en correspondencia con el incremento del EOA, y ambos disminuyen hacia mediados de ese mes. No obstante, se puede decir que se aprecia una mejor correspondencia entre el EOA y el número de focos observados en el área del dominio, hecho que puede relacionarse con imprecisiones en el pronóstico del modelo. Éstas, generalmente se asocian a la insuficiencia del modelo al generar los patrones de circulación del aire, entre otros factores.

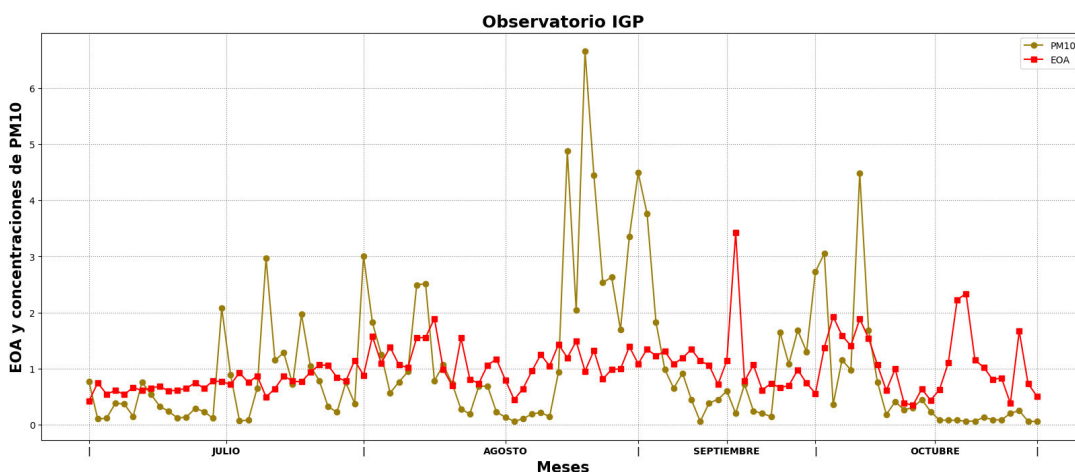


Figura 4.15: Curvas normalizadas que permiten la comparación entre el espesor óptico de aerosoles (línea roja) y la concentración de material particulado (línea verdosa) pronosticado por el modelo durante el periodo de estudio.

4.3. Patrones de circulación y precipitaciones

4.3.1. Viento promedio mensual

En la figura 4.16 podemos notar que en superficie, el viento es débil en los cuatro meses sobre la cuenca del río Mantaro, con valores que oscilan entre 2 y 4 m/s . Por lo que se puede inferir que hay predominio de vientos locales (vientos de valle y montaña), los

cuales van a tener diferente dirección y magnitud en los diferentes horarios del día.

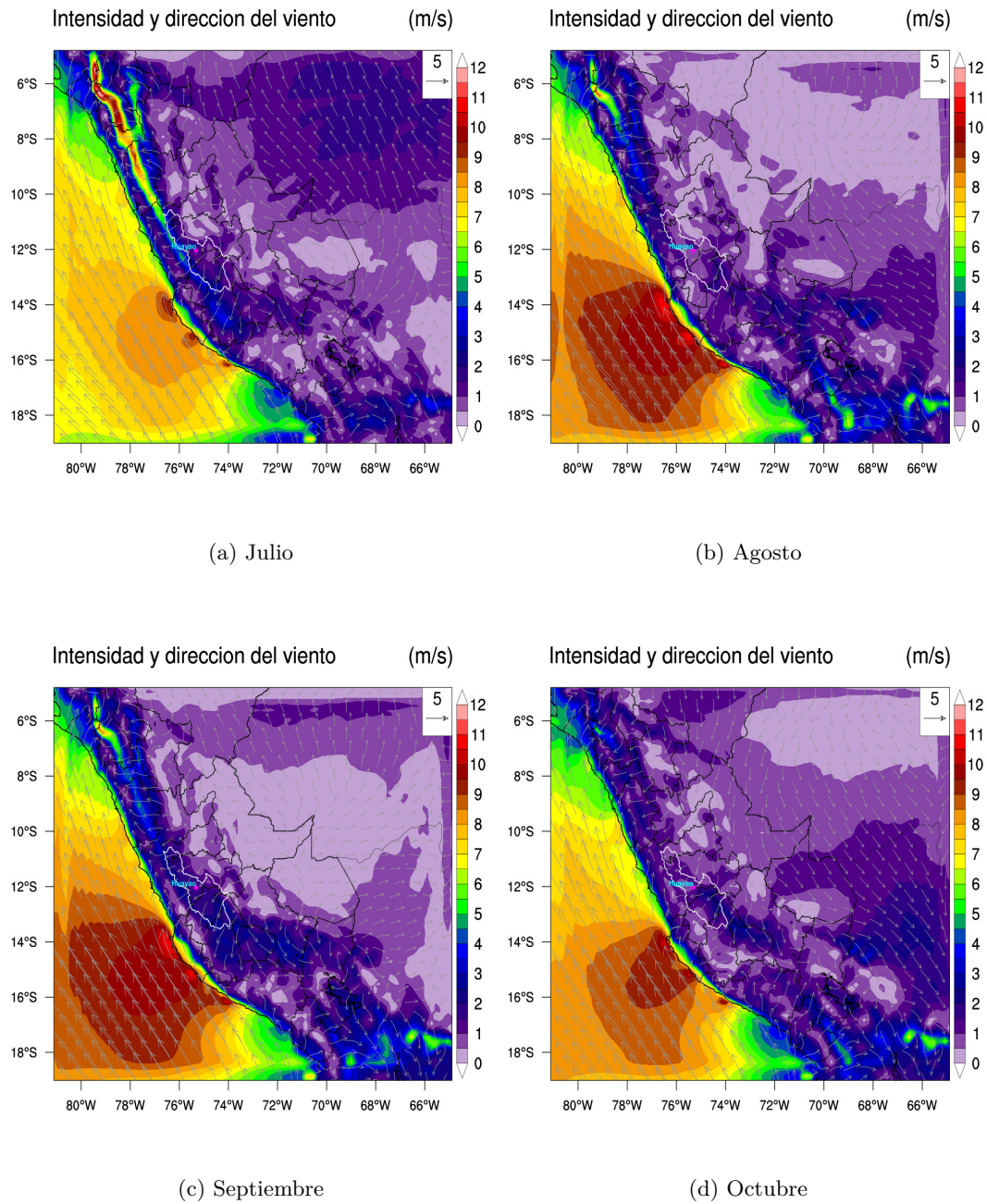


Figura 4.16: Promedios mensuales de la intensidad y dirección del viento.

4.3.2. Movimientos verticales

La Fig. 4.17 muestra los promedios del movimiento vertical mensual sobre el área de estudio para el periodo de julio a octubre. En el valle del río Mantaro, donde se encuentra

el observatorio de Huancayo, predominan los vientos con movimientos ascendentes, lo que favorece una disminución en las concentraciones de aerosol en los niveles bajos de la atmósfera. También se puede observar que los vientos descendentes, que aumentan desde julio a octubre, prevalecen sobre la zona de transición de la Amazonía a los Andes, y estos vientos favorecen las concentraciones de aerosol sobre los niveles superficiales más bajos. Sobre la cordillera de los Andes, se pueden observar movimientos ascendentes, algunos incluso superiores a 1 Pa/s . Estos movimientos comienzan a disminuir en el mes de julio y hasta octubre. Como se esperaba, los movimientos se generan por convección del viento sobre los Andes, mientras que a lo largo de la costa peruana, se pueden observar movimientos descendentes.

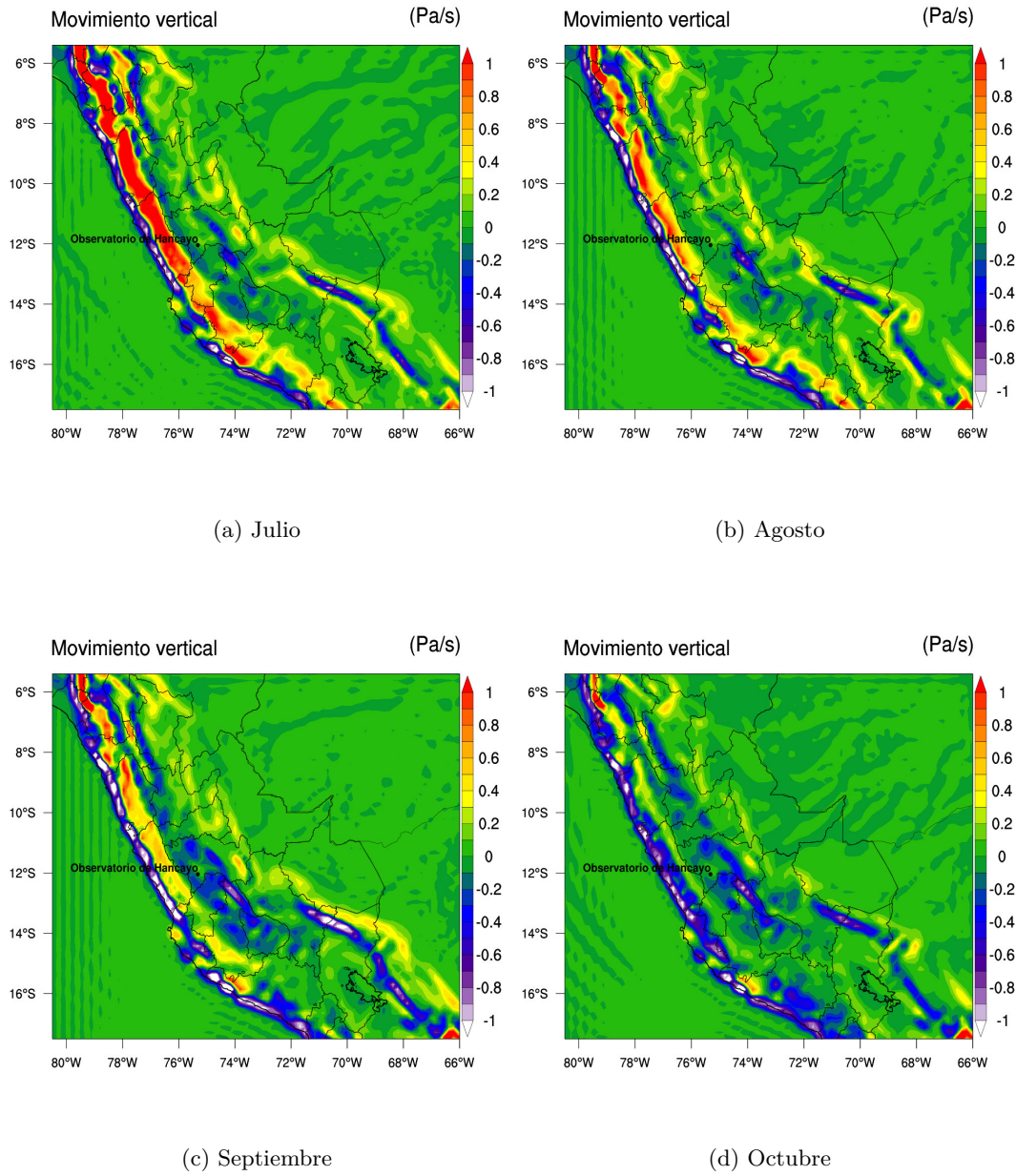


Figura 4.17: Promedios mensuales de movimiento vertical del viento pronosticados por el modelo.

4.3.3. Acumulado mensual de precipitaciones

Como se puede observar las precipitaciones se incrementan de julio a octubre, con los valores mayores a lo largo del llamado hot-spot [Espinoza et al. \(2015\)](#). El mes de octubre es el más lluvioso con valores que superan los $480mm$ en dicha zona. Se puede inferir

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

que el incremento anual de las lluvias en el mes de octubre es un factor importante en la disminución de los incendios en gran parte del Perú.

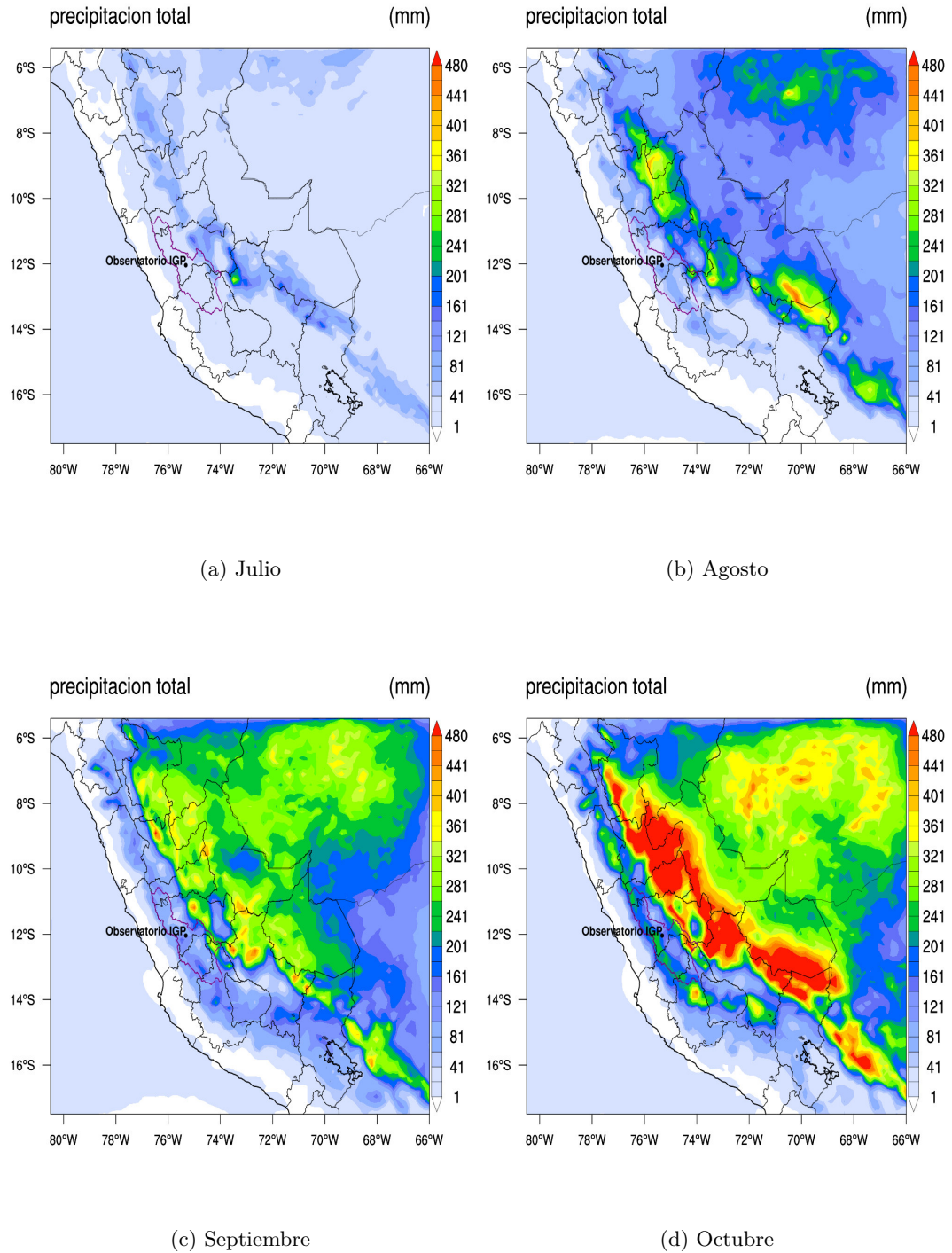


Figura 4.18: Acumulado mensual de precipitaciones para el periodo de estudio.

CAPÍTULO 5

Conclusiones

En el presente trabajo se investigó la influencia del material particulado PM_{10} procedente de la quema de biomasa sobre la cuenca del río Mantaro, haciendo uso del modelo meteorológico de predicción del tiempo weather research and forecasting coupled with chemical (WRF-Chem) en su versión 3.7.

En primer lugar se evaluaron las variables meteorológicas utilizando los datos de reanálisis NCEP-NCAR: temperatura superficial, altura geopotencial, velocidad vertical del viento y humedad relativa. El objetivo fue describir las condiciones climáticas generales durante el periodo de estudio. Las variables estudiadas generalmente guardan relación directa con la dispersión atmosférica de los contaminantes. El análisis del mapa de altura geopotencial indicó que el flujo del viento generalmente fue débil durante el periodo de estudio, generando un flujo desde la selva hacia la zona de los andes centrales. Por otro lado, el mapa de humedad relativa mostró valores relativamente altos sobre la zona de la cuenca, desfavoreciendo la ocurrencia de incendios. De igual manera, los movimientos verticales ascendentes del viento desfavorecen las concentraciones de aerosoles en superficie. En cambio, los valores de temperatura promedio encontrados favorecieron el incremento de las partículas en los niveles bajos.

A continuación, se estudiaron y analizaron la cantidad de focos registrados por el satélite durante los cuatro meses de estudio, determinándose que hay un incremento de los focos desde el mes de julio hasta el mes de septiembre de 2017; y una leve disminución en el mes de octubre. Entre agosto y septiembre de 2017, periodo durante el cual las condiciones climáticas son favorables para la quema, también el factor antropogénico debe tenerse en cuenta ya que en esta etapa se producen las quemas de preparación para la siembra

de productos agrícolas en los primeros meses de lluvia.

En correspondencia con la cantidad de focos también las concentraciones del material particulado se incrementaron desde el mes de julio al mes de septiembre de 2017 y disminuyeron en octubre del mismo año. Se determinó que los mayores valores de concentración se registran en horas de la madrugada, hecho que está relacionado con una mayor estabilidad atmosférica, en consecuencia con una mayor subsidencia, paralelamente la velocidad del viento es mas baja. En general, los mayores valores de concentración obtenidos fueron de aproximadamente $10\mu g/m^3$, e inferiores en la cuenca del río Mantaro.

Los resultados de los coeficientes de correlación se detallan a continuación. Entre el espesor óptico y la cantidad de focos se obtuvo 0.77, para las concentraciones de PM_{10} y la cantidad de focos 0.65 y finalmente para las concentraciones de PM_{10} y el espesor óptico fue de 0.57. De esta manera, se demuestra el impacto entre la quema de biomasa y el espesor óptico de aerosoles.

Finalmente las precipitaciones generadas por el modelo mostraron un incremento continuo entre los meses de julio y octubre. Se infiere entonces que el incremento de lluvias en el mes de octubre contribuye a la disminución tanto del número de focos como de las concentraciones de aerosoles. Este último fenómeno se debe al proceso de lavado de partículas o deposición húmeda.

CAPÍTULO 6

Agradecimientos especiales

La presente tesis se enmarca en el proyecto “MAGNET-IGP: Fortalecimiento de la línea de investigación en física y microfísica de la atmósfera (Acuerdo No. 010-2017-FONDECYT)”. El autor desea agradecer al CONCYTEC, Perú, por su apoyo financiero y al Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA) por su apoyo administrativo.

Mis agradecimientos se extienden también al Instituto Geofísico del Perú quien me permitió la utilización de sus recursos computacionales, en particular, el HPC-Linux-Cluster, perteneciente al Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos Computacionales (Subvenciones 101-2014-FONDECYT, SPIRALES2012 IRD-IGP, Manglares IGP-IDRC, PpR068)

Bibliografía

- Ackermann, I. J., Hass, H., Memmesheimer, M., Ebel, A., Binkowski, F. S., and Shankar, U. (1998). Modal aerosol dynamics model for europe: Development and first applications. *Atmospheric environment*, 32(17):2981–2999.
- Adger, W. N., Brooks, N., Bentham, G., Agnew, M., and Eriksen, S. (2005). *New indicators of vulnerability and adaptive capacity*. Tyndall Centre for Climate Change Research Norwich.
- Altocumulo, B. (2018). File:el maravilloso “tornado alley”, o “callejón de los tornados”, zona de estados unidos que atraviesa áreas de texas, oklahoma y arkansas. [Online; accessed 11-September-2018].
- Álvarez, M., Saturnino, A., Arredondo, R. E., Posadas, Y., and Ángel, R. (2017). Determinación de la presencia de partículas (pm 10) en Perú producidas por quema de biomasa con ayuda de modelos numéricos. *Revista internacional de contaminación ambiental*, 33(1):99–108.
- Bjerknes, V. (1904). Das problem der wetturvorfhers-age, betrachtet vom standpunkte der mechanik und der physik. *Meteor. Z.*, 21:1–7.
- Bogner, J., Pipatti, R., Hashimoto, S., Diaz, C., Mareckova, K., Diaz, L., Kjeldsen, P., Monni, S., Faaij, A., Gao, Q., et al. (2008). Mitigation of global greenhouse gas emissions from waste: conclusions and strategies from the intergovernmental panel on climate change (ipcc) fourth assessment report. working group iii (mitigation). *Waste Management & Research*, 26(1):11–32.
- Bossioli, E., Tombrou, M., Kalogiros, J., Allan, J., Bacak, A., Bezantakos, S., Biskos, G., Coe, H., Jones, B., Kouvarakis, G., Mihalopoulos, N., and Percival, C. (2016).

- Atmospheric composition in the eastern mediterranean: Influence of biomass burning during summertime using the wrf-chem model. *Atmospheric Environment*, page 317.
- Boucher, O. (2015). *Atmospheric Aerosols: Properties and Climate Impacts*. Springer Netherlands, 1 edition.
- Castells, X. E. (2012). *Energías renovables: Energía, Agua, Medioambiente, territorialidad y Sostenibilidad*. Ediciones Díaz de Santos.
- Chang, J., Middleton, P., Stockwell, W., Binkowski, F., and Byun, D. (1989). The regional acid deposition model and engineering model, state-of-science/technology. *National Acid Precipitation Assessment Program*.
- Charney, J. G. (1951). Dynamic forecasting by numerical process. In *Compendium of meteorology*, pages 470–482. Springer.
- Commons, W. (2018). File:jetstreamconfig.jpg — wikimedia commons, the free media repository. [Online; accessed 11-September-2018].
- Cuchiara, G. C., Rappenglück, B., Rubio, M. A., Lissi, E., Gramsch, E., and Garreaud, R. D. (2017). Modeling study of biomass burning plumes and their impact on urban air quality; a case study of santiago de chile. *Atmospheric Environment*, 166:79–91.
- del Angel Ramos, J. G. A. and Sera, A. S. (2004). Utilización de la escala beaufort en la determinación del potencial eólico. *Ingeniería Energética*, 25(1):13–17.
- Ding, A., Fu, C., Yang, X., Sun, J., Petäjä, T., Kerminen, V.-M., Wang, T., Xie, Y., Herrmann, E., Zheng, L., et al. (2013). Intense atmospheric pollution modifies weather: a case of mixed biomass burning with fossil fuel combustion pollution in eastern china. *Atmospheric chemistry and physics*, 13(20):10545–10554.
- Espinoza, J. C., Chavez, S., Ronchail, J., Junquas, C., Takahashi, K., and Lavado, W. (2015). Rainfall hotspots over the southern tropical andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resources Research*, 51(5):3459–3475.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., et al. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).

- Fernandez, R., Allende, D., Castro, F., Cremades, P., and Puliafito, E. (2010). Modelado regional de la calidad de aire utilizando el modelo wrf/chem: Implementación de datos globales y locales para mendoza. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente*, 14(01.43):01.
- Fowler, L. D., Skamarock, W. C., Grell, G. A., Freitas, S. R., and Duda, M. G. (2016). Analyzing the grell–freitas convection scheme from hydrostatic to nonhydrostatic scales within a global model. *Monthly Weather Review*, 144(6):2285–2306.
- Gao, S., Hegg, D. A., Hobbs, P. V., Kirchstetter, T. W., Magi, B. I., and Sadilek, M. (2003). Water-soluble organic components in aerosols associated with savanna fires in southern africa: Identification, evolution, and distribution. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D13).
- Gesch, D. B., Verdin, K. L., and Greenlee, S. K. (1999). New land surface digital elevation model covers the earth. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 80(6):69–70.
- Global Green Growth Institute, Deutsches Institut Für Entwicklungspolitik, and Servicio Nacional Forestal y de Fauna Salvaje (2015). Interpretación de la dinámica de la deforestación en el Perú y lecciones aprendidas para reducirla. page 40.
- Hill, R. J. (1989). Implications of monin–obukhov similarity theory for scalar quantities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(14):2236–2244.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., Nakajima, T., et al. (1998). Aeronet—a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote sensing of environment*, 66(1):1–16.
- Hu, X.-M. (2015). Boundary layer (atmospheric) and air pollution | air pollution meteorology. *United States Environmental Protection Agency*.
- Kaimal, J. C. and Finnigan, J. J. (1994). *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*. Oxford university press.
- Manta, M. and León, H. (2004). Los incendios forestales del Perú: Grave problema por resolver. *Floresta (Brasil)*, 34(2):179–189.

- Mielikainen, J., Huang, B., and Huang, H. L. A. (2016). Optimizing purdue-lin microphysics scheme for intel xeon phi coprocessor. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 9(1):425–438.
- Monitoring, C. A. (2018). Sun sky lunar multispectral photometer. [Online; accessed 11-September-2018].
- Moya-Álvarez, A. S., Martínez-Castro, D., Flores, J. L., and Silva, Y. (2018). Sensitivity study on the influence of parameterization schemes in wrf_arw model on short-and medium-range precipitation forecasts in the central andes of peru. *Advances in Meteorology*, 2018.
- NASA (2001). A hot issue in global change. *National Aeronautics and Space Administration. Langley Research Center, Hampton, Virginia. Fact Sheet FS-2001-02-56-LaRC*.
- NASA (2014). Aeronet aerosol robotic network. [Online; accessed 20-October-2018].
- Navarro Barboza, H. (2018). Adquisición, estudio y análisis de contaminantes atmosféricos para el monitoreo de la calidad del aire en lima usando el modelo de predicción meteorológica con acoplamiento químico wrf-chem.
- Orlanski, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, pages 527–530.
- Pleim, J. E. (2007). A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. part i: Model description and testing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(9):1383–1395.
- Price, E., Mielikainen, J., Huang, M., Huang, B., Huang, H.-L. A., and Lee, T. (2014). Gpu-accelerated longwave radiation scheme of the rapid radiative transfer model for general circulation models (rrtmg). *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(8):3660–3667.
- Prospero, J., Glaccum, R., and Nees, R. (1981). Atmospheric transport of soil dust from africa to south america. *Nature*, 289(5798):570.
- Reátegui Romero, W. (2018). Estimación de la concentración de material particulado pm10 y pm2. 5 en el área metropolitana de lima utilizando un modelo euleriano.

- Richardson, L. F. (1922). *Weather prediction by numerical process*. Cambridge University Press.
- Rodriguez, E. (2006). A global assessment of the srtm performance, photogrammetric engineering and remote sensing. In *ASPRS*, volume 72, pages 249–260.
- Segundo, N. and Sosa Norma (2016). Informe técnico N°a6704. pages 1–22.
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N. (2012). *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons.
- SENAMHI (2018a). Boletín Climático Nacional Septiembre 2018.
- SENAMHI (2018b). Monitoreo de las Temperaturas Extremas del Aire a Nivel Nacional durante la Temporada de Bajas Temperaturas 2018.
- Staniforth, A. and Wood, N. (2008). Aspects of the dynamical core of a nonhydrostatic, deep-atmosphere, unified weather and climate-prediction model. *Journal of Computational Physics*, 227(7):3445–3464.
- Sutton, O. G. (1953). *Micrometeorology: a study of physical processes in the lowest layers of the earth's atmosphere*. American Association for the Advancement of Science.
- Toledano Olmeda, C. et al. (2005). Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación ‘el arenosillo’ de la red aerone.
- UCAR-NCAR (2015). Ncep gdas/fnl 0.25 degree global tropospheric analyses and forecast grids.
- Wang, W., Beezley, C., Duda, M., et al. (2012). Wrf arw v3: User’s guide. Wang, C. Beezley, M. Duda, et al. URL: <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users> (accessed: 11.01. 2013).
- Wild, O., Zhu, X., and Prather, M. J. (2000). Fast-j: Accurate simulation of in-and below-cloud photolysis in tropospheric chemical models. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 37(3):245–282.
- Xu, R., Tie, X., Li, G., Zhao, S., Cao, J., Feng, T., and Long, X. (2018). Effect of biomass burning on black carbon (bc) in south asia and tibetan plateau: The analysis of wrf-chem modeling. *Science of The Total Environment*, 645:901–912.